

ITÄMEREN MUINAISRANNAT SUOMESSA

Kandidaatin tutkielma

Oulu Mining School

Teknillinen tiedekunta

Oulun yliopisto

Juho Joenpolvi

18.4.2018

TIIVISTELMÄ

Muinaisrannoiksi nimitetään erilaisia rantavoimien eli aallokon ja jäiden liikkeiden aikaansaamia kerrostumia ja kulutusmuotoja, jotka ovat syntyneet meren tai järven pinnan tason ollessa maanpintaan nähden huomattavasti nykyistä korkeammalla. Suomessa muinaisrantojen synty liittyy erottamattomasti deglasiaation aikana alkaneeseen maankohoamiseen ja Itämeren kehitysvaiheisiin.

Tämän tutkielman tavoitteena on esitellä Itämeren muinaisrantojen kerrostumis- ja kulutusmuodot sekä niiden syntyhistoria ja levinneisyys Suomen alueella. Työssä esitellään myös maamme muinaisrantojen ajoittamiseen soveltuvat menetelmät ja rannansiirtymismallit.

Muinaisrantojen piirteiden kehittymiseen vaikuttivat paljolti rantavyöhykkeen sijainti ulappaan nähden, sen suojaisuus sekä pohjan jyrkkyys. Ympäristöönsä nähden korkeille mäille, jotka kohosivat saariksi keskelle merta ilman muiden pinnanmuotojen suojaa, syntyi merkittäviä rantamuodostumia. Myös ranta-alueen maaperän merkitys oli suuri muinaisrantojen syntyprosessissa. Selväpiirteisimmät rantavyöhykkeen kerrostumatyyppit syntyivät lajittuneiden glasifluviallisten muodostumien liepeille, mutta huuhtoutumalla syntyneitä muotoja jäi hyvin esiin etenkin moreenipeitteisiin mäkiin kivivöiden, huuhtoutumiskivikoiden ja moreenikalottien muodossa.

Merkittäviä ja hyvin kehittyneitä muinaisrantoja syntyi varsinkin niissä vesivaiheissa, joissa vedenpinta pysyi suurin piirtein samoilla korkeuksilla riittävän pitkään antaen rantavoimille aikaa kuluttaa ja uudelleenkerrostaa maa-ainesta. Transgressiovaiheissa pinnan taso pysyi monesti regressiovaiheita pitempään paikoillaan, ja tästä johtuen niiden aikana muodostuneet muinaisrannat ovatkin usein paremmin kehittyneitä. Eri alueiden parhaiten erottuvat aallokon kulutusmerkit löytyvät tyypillisesti Itämeren ylimpien rantojen tasoilta.

Eriasteisia muinaisrantoja syntyi kuitenkin kaikissa Itämeren vaiheissa, ja niitä on löydettävissä Itä- ja Pohjois-Suomen supra-akvaattisia alueita lukuunottamatta ympäri maata. Ensimmäiset muinaisrannat syntyivät Baltian jääjärvivaiheessa Ensimmäisen ja Toisen Salpausselän rinteisiin sekä niiden välimaastoon. Seuraavan, Yoldiamereksi kutsutun vaiheen rantamuodostumia löytyy paljonkin Etelä- ja Keski-Suomesta, mutta ne ovat yleensä heikosti kehittyneitä nopean maankohoamisen ansiosta. Eriyisen selväpiirteisiä muinaisrantoja kerrostui tämän jälkeen Ancylustransgression aikana ympäri Länsi-Suomea, Pohjois-Pohjanmaata ja Lounais-Lappia. Samoin Litorinatransgression aikoihin kerrostui merkittäviä muodostumia laajoille alueille Etelä- ja Länsi-Suomeen, jolloin maankohoaminen oli jo hidastunut merkittävästi. Muinaisrantoja on syntynyt myös myöhemmin, nykyiseksi Itämereksi luokitellun vaiheen sisällä.

Suomen oloissa eniten käytettyjä muinaisrantojen iänmääritysmenetelmiä ovat olleet merestä irti kuroutuneiden järvi- ja suoaltaiden pohjasedimenteistä tehdyt radiohiiliajoitukset, palynologiset havainnot ja piilevälajiston tutkimukset. Lustosavikronologia on ollut toinen erityisen hyödyllinen työkalu etenkin Baltian jääjärvivaiheen ajoituksissa. Myös paleomagnetismia sekä arkeologisia menetelmiä on hyödynnetty tutkimuksissa. Näiden menetelmien avulla tehtyjen ajoitusten pohjalta on voitu piirtää rannansiirtymiskäyriä, etäisyysdiagrammeja ja gradienttikäyriä, joilla vuorostaan pystytään matemaattisesti arvioimaan eri rantapintojen iäkiä.

Avainsanat: Itämeri, muinaisranta, Suomi, rantamuodostuma, jääkausi, maankohoaminen, maaperägeologia, ajoitusmenetelmät

SISÄLTÖ

| | |
|---|----|
| 1. JOHDANTO | 3 |
| 2. MUINAISRANNAT | 4 |
| 2.1. Muinaistrannan käsite | 4 |
| 2.2. Rantamuodostumien syntyprosessit | 5 |
| 2.3. Rantojen kerrostumismuodot | 7 |
| 2.4. Rantojen kulutusmuodot | 9 |
| 2.5. Rantamuodostumien merkitys ja käyttö Suomessa | 11 |
| 3. MUINAISRANTOJEN SYNTYVAIHEET JA LEVINNEISYYS SUOMESSA | 12 |
| 3.1. Maankohoaminen | 12 |
| 3.2. Itämeren vaiheet | 13 |
| 3.2.1. Yleistä | 13 |
| 3.2.2. Eem-meri (130 000-115 000 v.s.) | 15 |
| 3.2.3. Baltian jääjärvi (14000-11600 v.s.) | 16 |
| 3.2.4. Yoldiameri (11600-10700 v.s.) | 18 |
| 3.2.5. Ancylusjärvi (10700-9800 v.s.) | 19 |
| 3.2.6. Litorinameri (9800-4000 v.s.) ja nykyinen Itämeri (4000 v.s. ->) | 21 |
| 4. MUINAISRANTOJEN IÄNMÄÄRITYS JA RANNANSIIRTYMISKÄYRÄT | 22 |
| 4.1. Yleistä | 22 |
| 4.2. Ajoitusmenetelmät | 24 |
| 4.2.1. Luminesenssiajoitukset ja kosmogeeniset isotooppiajoitukset | 24 |
| 4.2.2. Radiohiiliajoitus | 25 |
| 4.2.3. Biostratigrafiset menetelmät: siitepöly-analyysi | 26 |
| 4.2.4. Lustosavet | 27 |
| 4.2.5. Paleomagnetismi | 28 |
| 4.2.6. Arkeologiset jäänteet | 28 |
| 4.2.7. Muut iänmääritysmenetelmät | 29 |
| 4.3. Rannansiirtymiskäyrät | 29 |
| 5. JOHTOPÄÄTÖKSET | 31 |
| LÄHDELUETTELO | 33 |

1. JOHDANTO

Tämän tutkielman aiheena ovat Itämeren muinaisrannat Suomessa, niiden kerrostumis- ja kulutusmuodot sekä erityisesti niiden alueellinen jakautuminen ja syntyhistoria Itämeren altaan eri kehitysvaiheissa. Lisäksi tavoitteena on selvittää, minkälaisin menetelmin muinaisrantojen ikää ja syntyolosuhteita on voitu Suomen olosuhteissa arvioida.

Suomen muinaisrantoihin liittyen on löydettävissä runsaasti tutkimuksia ja kirjallisuutta, mutta kaikkia edellä mainittuja aiheita yksin kansiin tiivistävää opusta ei ole julkaistu. Ympäristöministeriön julkaisemassa raportissa "Valtakunnallisesti arvokkaat tuuli- ja rantakerrostumat" (Mäkinen et al. 2011) on koottuna Suomen tärkeimmät rantamuodostumat sekä niiden suurpiirteinen syntyhistoria, ja se toimii useassa kappaleessa tämän tutkielman lähteenä.

Muinaisrannoilla tarkoitetaan erilaisia rantavoimien aikaansaamia kerrostumia ja kulutusmuotoja, jotka ovat syntyneet meren tai järven pinnan tason ollessa huomattavasti nykyistä korkeammalla. Suomessa muinaisrantojen synty liittyy erottamattomasti deglasiaation jälkeiseen maankohoamiseen ja Itämeren kehitysvaiheisiin. Merenpinnan kulloistakin tasoa eri vaiheissa voidaan tutkia eri korkeuksilla sijaitsevien rantamuodostumien avulla.

Suurin osa maamme pinta-alasta on ollut jossain vaiheessa merenpinnan alapuolella, joten rantamuodostumia voidaan löytää lähes kaikkialta Suomesta lukuun ottamatta maan itäisimpiä osia sekä Pohjois-Lappia, missä perääntyvän jäätikön reuna päättyi kuivalle maalle (Salonen et al. 2006). Tästä koko deglasiaation ajan vedenkoskemattomana säilyneestä maa-alueesta käytetään nimitystä supra-akvaattinen alue. Veden jossain vaiheessa peittämää osaa maasta taas kutsutaan subakvaattiseksi alueeksi.

Supra-akvaattista ja subakvaattista aluetta rajaa Itämeren ylimmän rannan taso, joka on syntynyt eri alueilla eri vaiheissa. Ensimmäisenä jäältä vapautuneet alueet kohosivat glasioisostasian vaikutuksesta nopeiten vedenpinnan yläpuolelle ja niille syntyivät siten vanhimmat ylintä rantaa kuvaavat tasot (Eronen 1990). Jäätikön perääntyminen tapahtui Etelä- ja Keski-Suomessa kaakosta kohti luodetta, kun taas Kainuussa, Koillismaalla ja

Itä-Lapissa suunta oli enemmänkin idästä länteen. Pohjois-Lapista jäätikkö vetäytyi kohti keskusaluettaan lounaaseen. Suomen vanhin, noin 12250 vuoden ikäinen ylintä rantaa osoittava taso löytyy Ensimmäiseltä Salpausselältä. Nuorimmat, noin 10000 vuoden ikäiset ylimmän rannan tasot taas muodostuivat Tornionjokilaakson kalottivaaroille. (ks. Mäkinen et al. 2011)

Koska maankohoamisen nopeus eri alueilla on ollut eri suuruista, voivat myös samaan aikaan syntyneet rannan tasot sijaita nykyisin eri korkeuksilla. Ylimmän rannan tasoa kuvastavat usein huuhtoutumisrajat, kivi- ja lohkarivyöt sekä pirunpellot. Myös muinaisten deltojen laet vastaavasti kertovat, missä vedenpinta on korkeimmillaan sijainnut. (Mäkinen et al. 2011)

Muinaisrantojen absoluuttista ikää voidaan vain harvoin määrittää tarkasti suorilla ajoitusmenetelmillä, joten iätyksessä joudutaan käyttämään välillisiä keinoja. Esimerkiksi maan kohotessa merestä irti kuroutuneiden järvien pohjakerrostumia tutkimalla ja ajoittamalla on voitu piirtää rannansiirtymiskäyriä, joiden perusteella on arvioitu jääkauden jälkeisen maankohoamisen nopeutta ja eri korkeuksilla olevien muinaisrantojen iäkiä. Absoluuttisista iänmääritysmenetelmistä luminesenssijaoituksia (OSL ja TL) sekä kosmogeenisia isotooppeja voidaan soveltaa rantapintojen ajoituksiin, mutta näiden menetelmien resoluutio on huono.

2. MUINAISRANNAT

2.1. Muinaisrannan käsite

Muinaisrannoilla tarkoitetaan tässä työssä erilaisia rantavoimien aikaansaamia kerrostumia ja kulutusmuotoja, jotka ovat syntyneet meren tai järven pinnan tason ollessa huomattavasti nykyistä korkeammalla suhteessa maanpinnan tasoon. Kujansuun ja Niemelän (1990) mukaan kuvatonlaiset rantamuodostumat peittävät Suomen pinta-alasta noin 1,3 %, ollen laajuudeltaan arviolta 3800 km². Tässä tutkielmassa käsitellään kuitenkin vain Itämeren altaan reunoille syntyneitä muinaisrantoja, eikä esimerkiksi paikallisten jääjärvien tai muiden suurten sisävesistöjen rantamuodostumia. Vaikka

myös erilaiset eoliset muodostumat, lähinnä dyynit, liittyvät kiinteästi muinaisrantoihin ja deglasiaatiovaiheeseen, on nekin rajattu tämän tutkielman ulkopuolelle.

2.2. Rantamuodostumien syntyprosessit

Rantavoimat eli aallokko, tyrskyt ja veden virtaukset sekä jää kuluttavat rantaa ja irrottavat siitä helpoiten mukaan lähtevää materiaalia, lähinnä hienoainesta ja hiekkaa, lajitellen sitä ja vieden sitä alemmas syvempään veteen. Aines kerrostuu pohjaan ja vedenpinnan laskiessa sama materiaali joutuu uudelleen rantavoimien kuluttavan ja kuljettavan toiminnan kohteeksi. Prosessin jatkuessa korkeiden maastonkohoumien rinteille syntyy paksuudeltaan ja maa-ainekseltaan vaihtelevia rantakerrostumia. Esimerkiksi moreenipeitteisessä mäissä rantavoimien vaikutus näkyy siten, että rinteiden yläosissa on jäljellä lähinnä aallokon huuhtomaa karkeaa materiaalia, kivikkoa ja lohkareikkoa, kun taas hiekka ja sora ovat kerrostuneet rinteiden alaosiin hienoimman materiaalin puuttuessa kokonaan. (Mäkinen et al. 2011)

Selkeimmät rantamuodostumat ovat syntyneet vaiheissa, joissa vedenpinnan keskitaso on pysynyt pitkään samalla tasolla jolloin rantavoimilla on ollut riittävästi aikaa kuluttaa ja kerrostaa materiaalia. Transgressiovaiheissa pinnan taso on yleensä pysynyt regressiovaiheita pitempään samalla korkeudella, ja tästä johtuen niiden aikana muodostuneet muinaisrannat ovatkin usein hyvin kehittyneitä (Ristaniemi 1987).

Rantavoimat ovat voimakkaimmillaan merten ja suurten järvien rannoilla avoimen ulapan äärellä. Tuuli saa aikaan sitä voimakkaamman aallokon, mitä pitemmän välimatkan se kerkeää vaikuttamaan vedenpintaan ennen seuraavaa maa-aluetta. Tätä välimatkaa kahden eri maa-alueen välillä kutsutaan Fetch-luvuksi. Saaristot ja repaleiset rannikot laskevat Fetch-lukua ja näin ollen myös aallokkoeroosion vaikutusta. Aallokon korkeuteen vaikuttaa Fetch-luvun lisäksi myös vallitsevan tuulensuunnan pysyvyys. (Geography-site 2008)

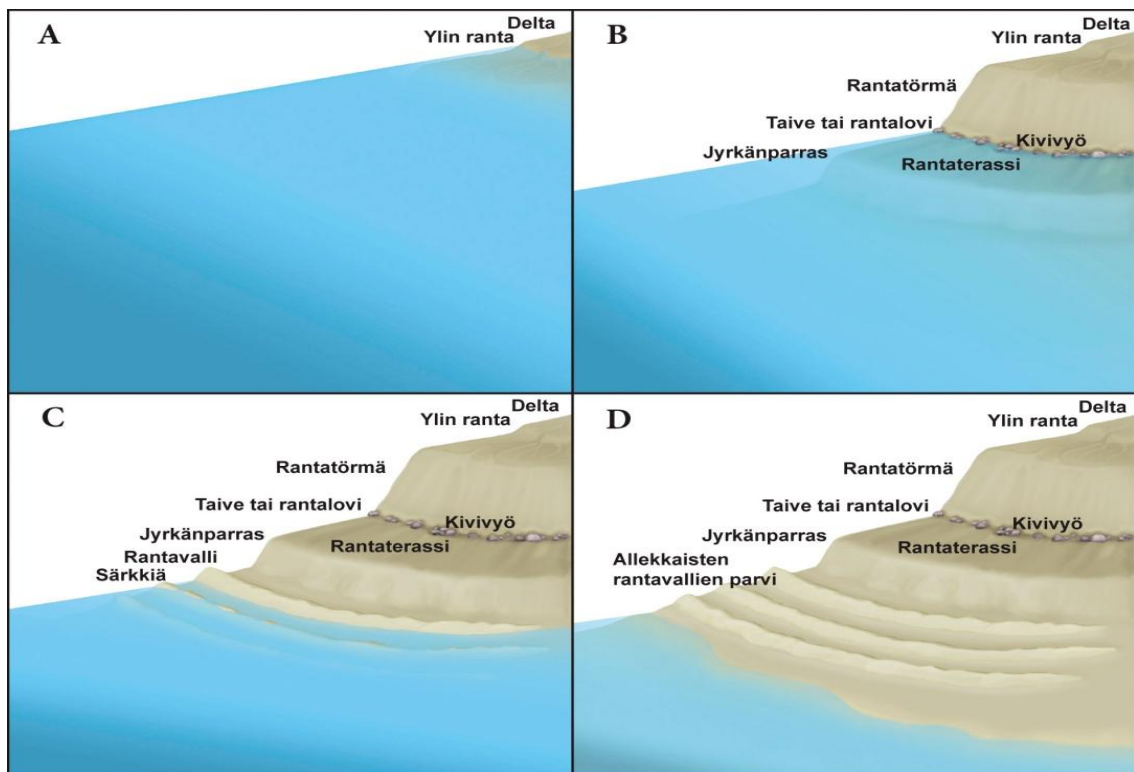
Aartolahden (1979) mukaan aallokon ja virtausten alueellisen voimakkuuden lisäksi muodostumien syntyyn vaikuttavat rantavyöhykkeen maa-aineksen laatu sekä pohjan jyrkkyys, rannan sijainti ja suunta ulappaan nähden. Ristaniemen (1987) Keski-Suomen korkeimpia rantatasoja käsitelleen tutkimuksen mukaan muinaisrannat ovat useimmiten

muodostuneet rinteisiin, joiden kaltevuus on 5-30 astetta, mikä pitänee karkeasti paikkansa muuallakin Suomessa.

Vuoroveden aiheuttama vedenpinnantason vaihtelu on Itämerellä varsin vähäistä, muutaman senttimetrin luokkaa, joten vuorovesi-ilmiö ei ole ollut merkittävä tekijä rantakerrostumien muodostumisessa. Itämeren ollessa eri vaiheissa historiaansa valtamerestä kuroutunut itsenäinen allas, vuorovesi on ollut nykyistäkin heikompi. (Ristaniemi 1987)

Rantakerrostumien syntyyn Suomen leveysasteilla vaikuttaa merkittävästi myös vuosittainen merijää, joka työntää kiviainesta syksyisin ja alkutalvesta kohti rantaa muodostaen rantapalteiksi kutsuttuja vyöhykkeitä. Suurin vaikutus etenevällä jäällä on loivarinteisillä ja matalilla rannoilla, joilta se saa suuremman kosketuspinnan vuoksi kerättyä enemmän materiaalia mukaansa. (Mäkinen et al. 2011)

Muinaisrannoille ominaiset muodostumat voidaan jakaa kerrostumalla ja kulumalla syntyneisiin muodostumatyyppeihin. Molempia esiintyy luonnollisesti yhdessä samoilla alueilla kokonaisuuksien osina (Kuva 1).



Kuva 1: Lajittuneeseen maa-ainekseen syntyviä rantamuodostumatyyppejä. Kuvasarjassa näkyy, kuinka muodostumia syntyy deltan rinteeseen rantavyöhykkeen vetäytyessä kohti ulappaa maankohoamisen seurauksena. (Mäkinen et al. 2011) © Harri Kutvonen (GTK)

2.3. Rantojen kerrostumismuodot

Muinaisrannoilta voidaan löytää useita erilaisia kerrostumismuotoja, joihin kuuluvat rantavallit, särkät, rantapalteet, tombolat, rantaterassit ja jyrkänpartaat. Myös jokideltojen voidaan tietyllä tavalla ajatella kuuluvan tähän joukkoon, sillä nekin ovat kerrostuneet rantavyöhykkeelle ja niiden korkein kohta kuvastaa vedenpinnan ylintä tasoa.

Rantavalleilla tarkoitetaan muodostumia, jotka ovat syntyneet voimakkaan, useimmiten myrskyn aiheuttaman aallokon irrottaessa maa-ainesta rantavyöhykkeestä ja kerrostaen sitä rannan myötäisiksi selänteiksi vedenpinnan keskitason yläpuolelle. Maanpinnan kohotessa hiljalleen vallit jäävät aallokon ulottumattomiin, minkä jälkeen niiden ja rannan reunan väliin syntyy uusi rantavalli. Rantavallit muodostavat usein maastonmyötäisiä ja tasavälisiä ryhmiä. Normaalisti vallien keskinäinen välimatka on 10-40 metriä, mutta joillain alueilla etäisyys voi olla sadankin metrin luokkaa (Aartolahti 1979).

Rantavallit ovat normaalisti noin 0,5-3 metriä korkeita loivapiirteisiä harjanteita ja niiden sisämaan puoleinen rinne on rannan puoleista jonkin verran loivempi (Aartolahti 1979). Kingin (1959) mukaan vallien korkeus riippuu lähinnä niitä muovanneen aallokon korkeudesta. Nykyiset rantavallit koostuvat lähinnä hiekasta, sorasta ja pikkukivistä, mutta muinaisrannoissa esiintyy lisäksi myös kivisiä ja lohkaraisia valleja. Rantavallien aines on tyypillisesti mediaaniraekooltaan dyynejä karkeampaa, ollen väliltä 0,28-0,45 mm. Vallien maakerrokset ovat tyypillisesti vaakasuorassa tai hieman kallellaan vallin rinteen suuntaisesti. Suurten glasifluviaalisten muodostumien liepeillä rantavallikentät ovat yleisesti hyvinkin laajoja ja ne peittävät savikerrostumia ja muita syvään veteen syntyneitä hienojakoisia maalajeja. (Aartolahti 1979)

Särkät ovat alun perin keskimääräisen vedenpinnan tason alle kerrostuneita vallimaaisia muodostumia, jotka koostuvat tavallisesti hiekasta ja hiedasta. Niiden syntyyn vaikuttavat rantaveden virtaukset, jotka kuljettavat ja kerrostavat materiaalia esimerkiksi matalien hiekkarantojen eteen ja niemien kärkeen. Särkät ovat suurimman osan ajasta vedenpinnan alapuolella, mutta ne saattavat nousta osittain näkyville laskuveden aikaan voimakkaan vuoroveden alueilla. Aallokko kerrostaa usein lisää maata särkkien päälle, jolloin ne voivat kohota vedenpinnan yläpuolelle.

Maankohoaminen voi nostaa särkän lopullisesti kuivalle maalle, jolloin siitä syntyy rantavalli. Vedestä ylös noussut hiekkasärkkä on herkkä tuulen aiheuttamalle eroosiolle ja sen ainesta päätyy usein rannan hiekkadyyneihin. (Mäkinen et al. 2011)

Rantapalteet ovat 0,2-0,5 metriä korkeita melko jyrkkärinteisiä rannanmyötäisiä harjanteita, jotka syntyvät syksyisin ja alkutalvesta jään työntäessä maa-ainesta kohti sisämaata. Niitä syntyy etenkin loiville rannoille, sillä jäällä on silloin enemmän pinta-alaa kerätä mukaansa pohjan kiviä ja maa-ainesta. Pallekivikoksi kutsutaan rantapalletta, joka koostuu suurimmaksi osaksi lohkarista ja kivistä. Vastaavasti sorasta ja hiekasta koostuvia muodostumia kutsutaan maapalteiksi. Maapalteissa voi olla mukana myös kasvien jäänteitä sekä hienojakoista maa-ainesta. (Mäkinen et al. 2011) Mansikkaniemen (1970) mukaan rantavyöhykkeen jää kykenee työntämään jopa 600-1300:n kg:n painoisia lohkarista.

Pallekivikon erottaa huuhtoutumiskivikosta sen muodon perusteella, sillä pallekivikko on tyypillisesti säännöllisen vallimainen. Maapalteen taas erottaa rantavallista erilaisen muodon lisäksi siitä, että siinä on nähtävissä vain heikkoa kerroksellisuutta. (Donner 1977)

Tombolo on nimitys kapeille kannasmaisille muodostumille, jotka syntyvät saaren ja mantereiden välille, kun saari saa aikaan aallokon ja veden virtauksien taipumista kohti itseään. Vesi kuljettaa ja kerrosta materiaalia mantereiden ja saaren välille niin, että muodostuma nousee ennen pitkää vedenpinnan yläpuolelle. (Hellemaa 1998)

Rantaterassit eli rannanpohjat ovat tasanteita, jotka syntyvät aallokon irrottaessa ainesta rantatörmästä ja kerrostaen sen törmän alareunan tasolle vedenpinnan alapuolelle (Aartolahti 1973). Rantaterassilla on kerroksittainen rakenne, ja kerrokset ovat kallellaan kohti ulappaa. Terassi päättyy yleensä niin sanottuun jyrkänpartaaseen, jossa pohja alkaa viettämään jyrkästi alaspäin. Rantaterassin, -törmän, ja jyrkänpartaan käsittävää kokonaisuutta nimitetään törmäterassiksi. Tällaisia muodostelmia löytyy usein etenkin harjujen ja reunamuodostumien rinteiltä. (Mäkinen et al. 2011)

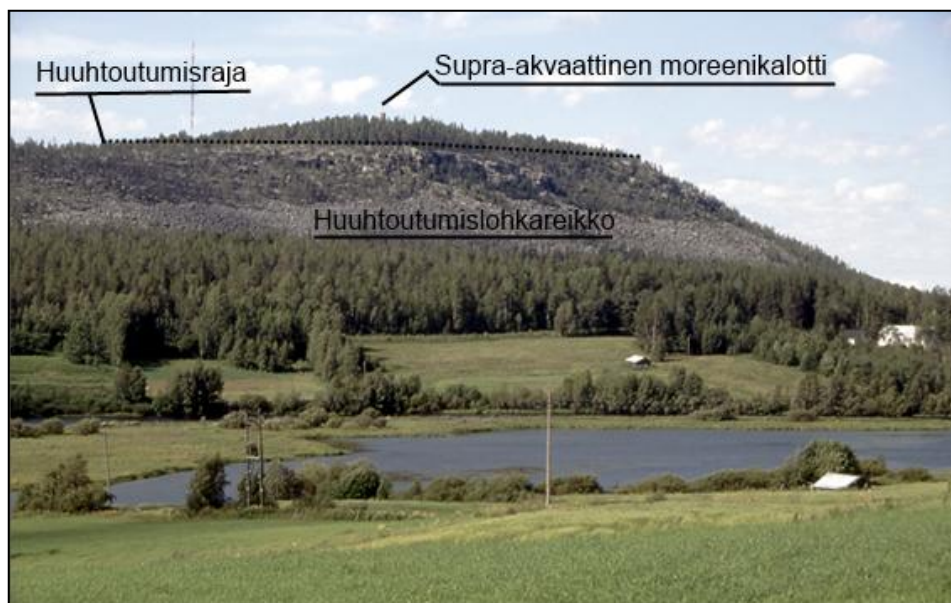
Muinaisen rannan asemaa kuvastavat varsinaisten rantakerrostumien lisäksi myös jokideltat, jotka ovat kerrostuneet vedenpinnan alapuolelle. Deltan laen sijainti kertoo paikan, jossa ranta on sijainnut sen kerrostumishetkellä. Sama pätee myös suurten jäätikköjokien suulle kerrostuneisiin muodostumiin ja harjudeltoihin. Deltojen rinteillä

on usein nähtävissä myös normaaleita rantavoimien aikaansaamia kulutusmuotoja. Muinaista rannan tasoa voidaan arvioida deltojen ylätasen lisäksi myös jokirantojen rantakerrostumista. (Mäkinen et al. 2011)

2.4. Rantojen kulutusmuodot

Muinaisrantojen kulutusmuotoja ovat kalottivaarat, puhtaaksi huuhtoutuneet kallioalueet, lohkareikot ja kivikot sekä rantatörmät ja -taipeet.

Kalottivaaroilla tai -mäillä tarkoitetaan korkeita pinnanmuotoja, joiden laki pysyi vedenkoskemattomana läpi jäätikön sulamisvaiheen ja näin ollen aallokko ei missään vaiheessa huuhtonut niiden maa-ainesta. Näiden kohoumien lakialueita, muinaisia saaria, kutsutaan moreenikaloteiksi (Kuva 2), sillä niitä peittää tyypillisesti moreenikerros. Ylimmän rannan tasoa kuvastaa huuhtoutumisraja, missä maaperä vaihtuu lajittumattomasta lajittuneeseen. (Haavisto-Hyvärinen ja Kutvonen 2005) Johanssonin et al. (2000) mukaan huuhtoutumisraja on tyypillisesti 5-50:n metrin levyinen. Moreenikalotin päällä kasvaa usein ympäristöään runsaammin puita ja muuta kasvillisuutta, sillä moreeni johtaa huonosti vettä jolloin sitä jää enemmän kasvien käyttöön.



Kuva 2: Aavasaksan kalottivaara. Kuvassa näkyy kalottivaaralle tyypillinen selväpiirteinen ylintä rantaa osoittava huuhtoutumisraja ja sen alapuolella huuhtoutunutta kalliota ja lohkareikkoa. Muokattu Reijo Lampelan (GTK) kuvasta.

Kivi- ja lohkarevyöt ovat maaston kohoumien rinteillä näkyviä vyöhykkeitä, joista pitkäkestoinen aallokko on huuhtonut pois kaiken paitsi suurimmat kivet ja lohkareet. Lohkarevyöt kuvastavat näin ollen vedenpinnan kulloistakin tasoa Itämeren altaan eri vaiheissa. Tyypillisesti lohkarevyöt sijaitsevat rantatörmien juurilla, minne ne ovat syntyneet maa-aineksen huuhtouduttua pois lohkareiden ja kivien jäädessä paikoilleen. Jäiden työntävä voima on usein osaltaan vaikuttamassa kivi- ja lohkarevöiden syntyyn (Mäkinen et al. 2011). Ristaniemen (1987) mukaan kivi- ja lohkarevöitä löytyy etenkin moreenipeitteisiltä rinteiltä.

Korkeimman rannan tason alapuolella esiintyy erilaisia puhtaaksi huuhtoutuneita kallioalueita, lohkareikkoja ja kivikkoja. Ne esiintyvät usein yhdessä siten, että ylempänä olevan kalliopaljastuman tai lohkareikon alapuolelle on syntynyt huuhtoutumiskivikko (Kuva 3), jonka materiaali voi olla osittain peräisin ylempää rinteestä. Tällaisen muodostuman kivet ovat usein suhteellisen pyöristyneitä, sillä aallokko on ollut riittävän voimakas hakatakseen niitä toisiaan vasten. Huuhtoutumislohkareikko sen sijaan koostuu lähinnä täysin tai lähes pyöristymättömistä kappaleista. Kalliopaljastumien päälle on usein jäänyt suuria lohkareita, joita aallokko ei ole kyennyt liikuttamaan. Pirunpelto on nimitys, jota käytetään laajoista ja tasaisesti levittyneistä huuhtoutumiskivikoista. (Mäkinen et al. 2011)



Kuva 3: Huuhtoutumiskivikko Sallassa Puu-Matovaaran rinteessä n. 240:n metrin korkeudella nykyisestä merenpinnasta. Johanssonin (1998) mukaan kyseinen muodostuma syntyi Sallan Jääjärven rantaan 10500-10300 vuotta sitten. (Juho Joenpolvi 2017)

Rantavoimien kulutuksen aiheuttamia muodostumia ovat myös rantatörmät ja -taipeet. Törmät ovat korkeita ja jyrkkärinteisiä, kun taas taipeet ovat huomattavasti loivempia. Niiden keskinäinen taitekohta kertoo vedenpinnan tasosta muodostuman syntymisen hetkellä. Rantatörmä ja -taipeita esiintyy erityisesti korkeiden harjujen sekä deltojen rinteillä, sillä niiden materiaali on suotuisampaa aallokon kulutukselle kuin moreenialueilla. Törmä ja taipeita voi syntyä myös moreenipeitteisille alueille, mutta niiden piirteet ovat yleensä tässä tapauksessa loivempia ja huonommin kehittyneitä. (Mäkinen et al. 2011)

2.5. Rantamuodostumien merkitys ja käyttö Suomessa

Erilaisilla rantakerrostumilla on pienimuotoista käyttöä maanotossa. Maassamme on paljonkin rantakerrostumia, mutta ne ovat materiaalmääriltään usein pieniä ja satunnaisissa paikoissa mikä tekee niiden kartoittamisesta vaikeaa. Joillakin alueilla rantakerrostumat ovat kuitenkin ainoa lajittuneen materiaalin, etenkin soran, lähde harjuaineksen puutteessa, joten niillä voi olla jonkinasteista käyttöä. Kerrostumat ovat enimmäkseen hiekkavaltaisia, joten soranottoon niistä on harvemmin hyötyä. (GTK 1979)

Koska rantamuodostumien merkitys kuitenkin kasvaa jatkuvasti glasifluvialisen materiaalin ehtyessä, on niitä alettu kartoittamaan yhä tarkemmin viime vuosina. Esimerkiksi vuosina 2005-2009 tehtiin GTK:n ja Suomen ympäristönselvityksen yhteistyönä raportti, jossa inventoitiin Suomen merkittävimmät tuuli- ja rantakerrostumat ja rajattiin osa niistä käytön ulkopuolelle suojelusyistä. (Ymparisto.fi 2013)

Rantamuodostumilla onkin arvoa myös luonnonsuojelullisista näkökulmista. Etenkin suurimmilla ja selväpiirteisimmillä kohteilla on maisemallista että opetuksellista merkitystä, minkä lisäksi ne voivat muodostaa paikallisesti merkittäviä pohjavesialueita. Rantakerrostumavyöhykkeet voivat myös muodostaa omanlaisensa luontotyyppin, jossa voi esiintyä erilaisia kuivissa ja aurinkoisissa aurinkoisissa paikoissa viihtyviä kasvi- ja eliölajeja. Rantakerrostumien hyödyntämistä maanotossa rajoittaa edellä mainitut näkökulmat huomioon ottaen Maa-aineslaki. (Mäkinen et al. 2011)

3. MUINAISRANTOJEN SYNTYVAIHEET JA LEVINNEISYYS SUOMESSA

3.1. Maankohoaminen

Maankohoamisilmiön tunteminen on edellytys rannansiirtymisen ja muinaisrantojen synnyn ymmärtämiseksi. Siegertin ja Dowdeswellin (2004) mukaan Suomea Veiksel-jääkaudella peittänyt Skandinavian mannerjää oli keskiosistaan noin 2,6 kilometriä paksu. Tämä jäätikkö painoi maankuorta alaspäin jopa 900-1000 metriä, työntäen kuoren alapuolisen vaipan massaa sivuun. Myöhemmin jäätikön sulaessa maa alkoi kohota isostaattisesti takaisin kohti jäätiköitymistä edeltänyttä tasapainotilaa, maan vaipan alkaessa hitaasti "virrata" uudelleen kohti massavajausaluetta. (Taipale ja Saarnisto 1991)

Koska jäätikkö oli eri alueilla eri paksuinen, oli myös siitä seurannut painuma luonnollisesti erilainen (Taipale ja Saarnisto 1991). Maankohoaminen on nopeimmillaan suurimman painuman alueilla eli Suomessa Perämeren ympäristössä, missä kohoamista tapahtuu edelleen noin 9 millimetriä vuodessa. Alueellisista maankohoamisnopeuden eroista johtuen samanikäiset muinaisrannat voivat olla nykyisin eri korkeuksilla. Esimerkiksi Ancylosjärvivaiheessa syntyneitä muodostumia voi löytyä Kaakkois-Suomesta 40 metrin korkeuksilta nykyisestä merenpinnasta, siinä missä Etelä-Lapissa kyseisen vaiheen rantoja löytyy jopa 200:n metrin korkeudesta (Eronen ja Haila 1990).

Maankohoaminen oli voimakkaimmillaan heti mannerjään häviämisen eli deglasiaation jälkeen, mistä lähtien se on jatkuvasti hidastunut. 18000-10000 vuotta sitten maankuori kohosikin osittain sulaneen jäätikön aikana noin puoli kilometriä. Viimeisen 10000:n vuoden aikana maa taas on kohonnut noin 200-300 metriä. Näistä lukemista voidaan päätellä, että maankuori tulee nousemaan tulevaisuudessa vielä 80-120 metriä, jolloin maankuori saavuttaa isostaattisen tasapainotilansa. (Lindström et al. 2000) Kakkurin (2004) mukaan Suomen pinta-ala kasvaa maankohoamisen myötä vuosittain noin 700 hehtaaria, ja kaikkein matalimmilla rannoilla Perämerellä rantaviiva voi periaatteessa siirtyä länteen jopa useita metrejä vuodessa.

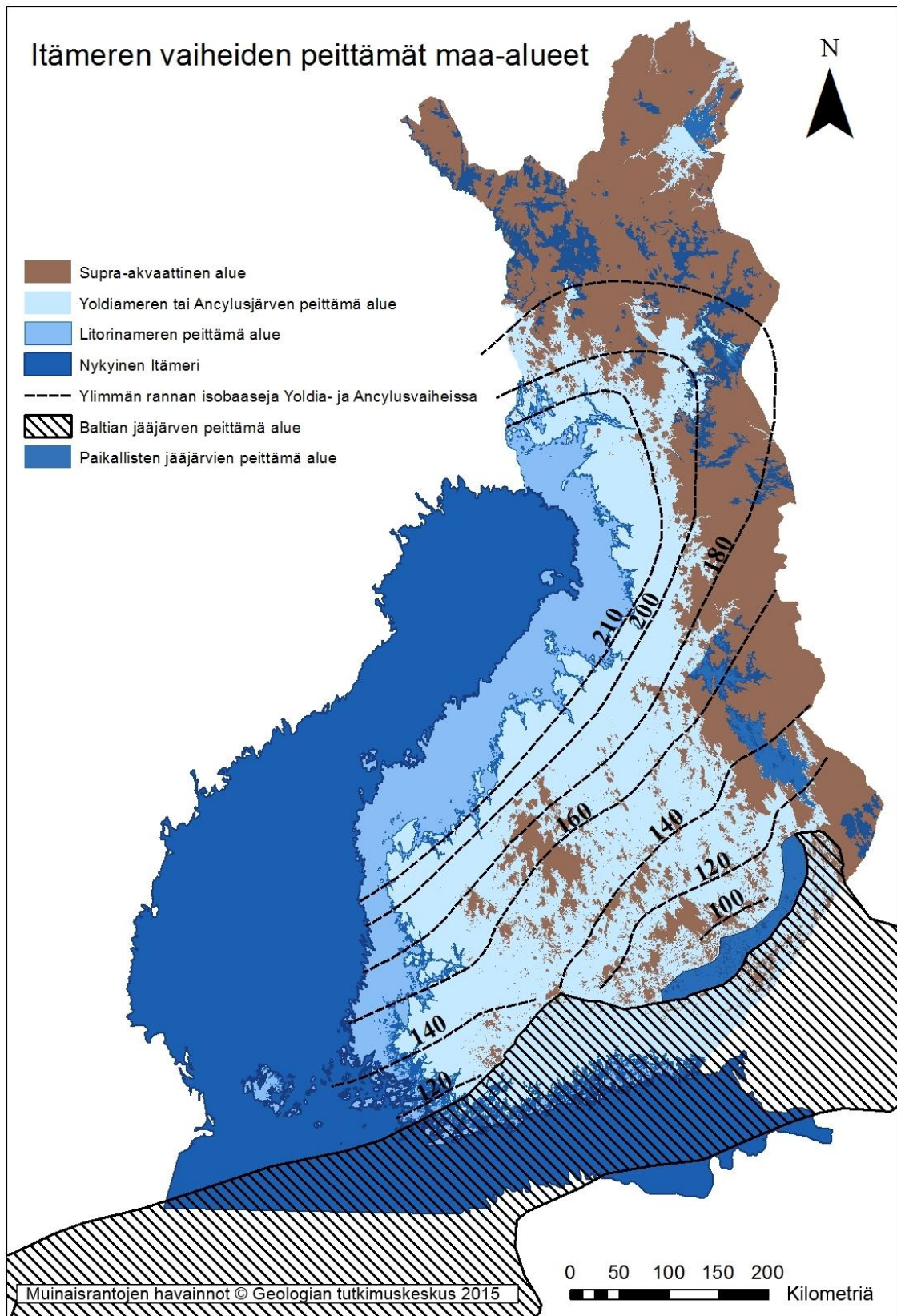
3.2. Itämeren vaiheet

3.2.1. Yleistä

Itämeren altaalla on pitkä historia ja sitä lienee peittänyt meri useasti jo ennen Veiksel-jääkautta. Näistä vaiheista ei kuitenkaan tiedetä paljoa, eikä niistä ole jäljellä muinaisrantoja. Veiksel-jäätiköitymistä edeltäneestä Eem-merestä on Suomessa kuitenkin jälkiä uudelleenkerrostuneiden mariinisten savien muodossa. (Donner 1977)

Veiksel-jääkauden jälkeisen historiansa aikana Itämeri on ollut välillä yhteydessä Pohjois-Atlanttiin ja toisinaan taas muodostanut itsenäisen altaan. Sen vedenpinnan taso on pitkällä aikavälillä laskenut Suomen alueella glasioisostaattisen maankohoamisen vaikutuksesta, mutta joidenkin lyhyiden ajanjaksojen aikana on tapahtunut myös transgressiota eli vedenpinnan uudelleen nousua (Mäkinen et al. 2011). Laajoja vedenkoskemattomia alueita oli vain maamme pohjoisissa ja itäisissä osissa. Näillä alueilla jäätikön reuna päättyi sulaessaan kuivalle maalle. (ks. Eronen ja Haila 1990; Kuva 4)

Meri- ja järvivaiheiden avulla Itämeren jääkaudenjälkeinen historia voidaan jakaa neljään ajanjaksoon, joita ovat aikajärjestyksessä vanhimmasta nuorimpaan Baltian jääjärvi, Yoldiameri, Ancylusjärvi ja Litorinameri (Kuva 4).



Kuva 4: Eri Itämeren vaiheiden ja paikallisten jääjärvien peittämät maa-alueet. Kuvassa on myös Yoldia- ja Ancylusvaiheiden ylimpien rantojen isobaaseja, joista voi nähdä jo aiemmin todetun eron eri alueiden samaan aikaan syntyneiden muinaisrantojen nykyisissä korkeuksissa. Muinaisrantojen havainnot © Geologian tutkimuskeskus 2015.

Vanhimmat ylintä rantaa kuvastavat merkit on määritelty iältään noin 12250 vuotta vanhoiksi ja ne sijaitsivat Ensimmäisen Salpausselän alueella, minne ne kerrostuivat Baltian jääjärven aikana. Nuorimmat ylimmän rannan merkit taas syntyivät noin 10000 vuotta sitten Tornionjokilaakson seudulle Ancyliusjärvivaiheessa. (ks. Mäkinen et al. 2011)

Etelä- ja Kaakkois-Suomessa korkeimmat rannat ovat Baltian jääjärven aikaisia, sijaiten 160-100 metriä nykyisen merenpinnan yläpuolella. Jäätikön sulaessa seuraavat ylimmät rannat syntyivät Lounais- ja Keski-Suomeen Yoldiamerivaiheessa Toisen Salpausselän ja myöhemmin Kajaanin, Porin ja Jyväskylän väliselle alueelle. (Saarnisto 2000) Näiden rantojen nykyiset korkeudet merenpinnasta ovat Erosen ja Hailan (1990) mukaan 90-185 metriä. Yoldiamerta seuranneen Ancyliusjärvivaiheen aikana rantamuodostumia kerrostui Pohjanmaalle ja Peräpohjolan tienoille. Suomen ylin muinaisranta on Vammavaaran rinteessä Rovaniemen ja Tervolan kuntien rajalla jopa 220 metriä nykyisen merenpinnan yläpuolella. (Saarnisto 1981)

3.2.2. Eem-meri (130 000-115 000 v.s.)

Ennen Veiksel-jääkautta, 130 000-115 000 vuotta sitten, Itämeren altaan peitti Eem-meri, jonka muinaisrannat hävisivät sittemmin jääkauden aikana. Tuolta ajalta jäi kuitenkin Suomen länsi- ja eteläosiin paikoitellen mariinista savea, jota löytyy esimerkiksi Someron alueelta uudelleenkerrostuneena harjuaineksen joukosta. Mariinista savea on löydetty myös Ruotsin Bollnäsistä ja Nyköpingistä sekä Venäjän puolelta Rouhiaisista. Savissa esiintyvä piilevälajisto on suolaiselle vedelle tyypillistä. Eem-meren onkin tutkittu olleen yhteydessä sekä Atlantiin että Jäämereen leveiden salmien kautta. Vaiheen sedimentit voidaan erottaa myöhemmistä myös siitepölykoostumuksen perusteella, sillä se kuvastaa interglasiaalille ominaista lajistoa. (Grönlund 1991)

Forsströmin et al. (1988) mukaan korkeimmalta löytyneet Eem-meren sedimentit sijaitsivat Haapaveden Ollalassa ja ovat noin 116-117 metriä nykyisen merenpinnan yläpuolella. Varsinaisia korkeimman rannan tasoja ei kuitenkaan tiedetä.

Eem-merivaihe päättyi Veiksel-jääkauteen, jonka aikana Itämeren altaassa saattoi mahdollisesti esiintyä pienempiä järviä jäättöminä aikoina (Nenonen 1995). Jääkauden loppuvaiheessa allas alkoi uudelleen täyttyä vedellä jäätikön alettua sulaa, jolloin alkoi Baltian jääjärvi-vaihe.

3.2.3. Baltian jääjärvi (14000-11600 v.s.)

Nykyisen Itämeren kehityksen voidaan katsoa alkaneen noin 14000 vuotta sitten, kun jäätiköltä virrannutta makeaa vettä alkoi virrata Itämeren altaan eteläisiin osiin. Jään sulamisen edetessä tämä jäätikön patoama allas alkoi täyttyä ja pienemmistä jääjärvistä muodostui ajan kuluessa yksi suuri Baltian jääjärveksi nimitetty vesistö. (ks. Mangerud et al. 2004) Baltian jääjärvi peitti osan Etelä-Suomesta jo 13000 vuotta sitten, ja Suomen vanhimmat muinaisrannat syntyivät tästä noin 750 vuotta eteenpäin. Ensimmäiselle Salpausselälle sen huipun noustua vedenpinnan yläpuolelle. Rantakerrostumien ja deltojen muodostuminen oli tuolloin mahdollista ensimmäistä kertaa jäätiköitymisen jälkeen Suomen maa-alueella. (Eronen 1990)

Baltian jääjärvellä oli alkuaikoinaan jonkinasteinen lasku-uoma valtameren Öresundin salmen tienoilla. Suhteellisen pian veden virtaus kuitenkin kulutti uoman kallion pintaan asti, jolloin eroosion nopeus hidastui ja maankohoamisen jatkuessa virtauskanava hiljalleen katkesi. Patoutuneen Baltian jääjärven pinta alkoi nousta, ja Itämeren altaan eteläosissa tapahtui jopa transgressiota. Lopulta vedenpinta oli 5-10 metriä silloista valtameren pinnan tasoa ylempänä. (ks. Wohlfarth et al. 2008)

Noin 13000 vuotta sitten avautui uusi lasku-uoma Ruotsissa Närken maakunnassa sijaitsevan Billingenvuoren pohjoispuolelle vettä padonneen jäätikön sulettua alueelta. Uoma pysyi aktiivisena noin 300-400 vuotta, ja tuona aikana Baltian jääjärven pinta laski 5-10 metriä. Tanskan ja Ruotsin välille syntyi tuolloin maasilta, jota pitkin levisi uusia kasvi- ja eläinlajeja kohti pohjoista. (ks. Wohlfarth et al. 2008)

Ilmasto alkoi kylmetä Nuoremman Dryaskauden alussa noin 12800 vuotta sitten, jolloin jäätikkö levisi uudestaan Billingeninvuoren alueelle sulkien Baltian jääjärven laskukanavan valtameren. Vedenpinta alkoi taas kerran kohoamaan, ja oli kylmän jakson loppuaikoina jo noin 25 metriä silloisen valtameren pinnan tason yläpuolella.

(ks. Wohlfarth et al. 2008) Suomen vanhimmat muinaisrannat syntyivät Nuoremman Dryaskauden aikana Ensimmäisen ja Toisen Salpausselän ympäristöön.

Ensimmäisen ja Toisen Salpausselän alueilla voidaan nähdä kolme selvää muinaista rantatasoa (B I, B II ja B III), joille rantakerrostumia ja deltoja syntyi Baltian jääjärvivaiheessa rantojen siirryttyä vaiheittain alaspäin. Vanhin näistä on noin 12250 vuoden ikäinen B I-taso, joka muodostui Ensimmäiselle Salpausselälle sen kohottua maankohoamisen vaikutuksesta vedenpinnan yläpuolelle. Kun jäätikön reuna vetäytyi edelleen ja maa samanaikaisesti kohosi, muodostuivat B II-tason harjudeltat ja rantakerrostumat Ensimmäisen ja Toisen Salpausselän väliselle vyöhykkeelle noin viisi metriä B I-tason alapuolelle. B III-tason rannat taas syntyivät Ensimmäiselle Salpausselälle vielä viisi metriä B II-tasoa alemmas. Toisen Salpausselän deltapinnat vastaavat B III-tasoa. (Donner 1977)

Baltian jääjärvivaiheen on tulkittu päättyneeksi 11600 vuotta sitten, jolloin ilmasto lämpeni ja jää sulii uudestaan Keski-Ruotsin alueelta avaten vedelle purkauskanavan valtameren Billingeninvuoren pohjoispuolelle. Tuohon aikaan laajimmillaan ollut jääjärvi alkoi menettää hyvin nopeasti vettä, ja pinnan taso laski 1-2 vuodessa noin 25 metriä ollen lopulta samalla tasolla valtameren kanssa. (ks. Wohlfarth et al. 2008) Erosen (1990) mukaan valtameren suolainen vesi alkoi hiljalleen sekoittua jääjärven makean veden kanssa, mutta veden virtaussuunnasta johtuen suolaisuuden todellinen lisääntyminen Itämeren altaassa alkoi näkyä vasta noin 200 vuotta salmen avautumisen jälkeen.

Baltian jääjärven aikaisia tapahtumia on pyritty ajoittamaan absoluuttisin ja suhteellisin ajoitusmenetelmin. Deltapintoja on ajoitettu absoluuttisesti kosmogeenisellä isotooppimenetelmällä (esim. Cuzzone et al. 2016) ja yhdistämällä paleomagneettisia menetelmiä, radiohiiliajoituksia sekä lustolaskuja (Saarnisto ja Saarinen 2001). Suhteellisista ajoitusmenetelmistä lustolaskut ovat olleet perinteisesti tärkeässä osassa Baltian jääjärven tutkimuksissa. Orgaanisia sedimenttejä ei juurikaan vielä kerrostunut Baltian jääjärveen (glasiolakustrinen ympäristö) eikä siitä irti kuroutuneisiin altaisiin, jotka olivat lähinnä pieniä suppalampia deltojen päällä. Tämä estää radiohiiliajoitusten laajamittaisen käytön. Joissain tapauksissa iätyksen apuna on voitu käyttää palynologisia menetelmiä. (Eronen 1983)

3.2.4. *Yoldiameri (11600-10700 v.s.)*

Baltian jääjärvivaiheen päätyttyä alkoi Yoldiamerivaiheeksi kutsuttu vaihe Itämeren historiassa. Yoldiamerivaiheen alussa jäätikön reuna sijaitsi Toisen Salpausselän pohjoispuolisella alueella, minne tässä vaiheessa syntyi epäyhtenäinen Kolmas Salpausselkä. Muinaisrantoja kerrostui Etelä- ja Keski-Suomeen jäätikön vetäytyessä kohti luodetta, kun korkeimmat maastonmuodot merenpinnan yläpuolelle noustuaan muodostivat rikkonaisen saariston. (Mäkinen et al. 2011)

Saarniston (2000) mukaan tuona aikana maankohoaminen oli huomattavasti nykyistä nopeampaa, jopa 10 metriä sataa vuotta kohden, mikä puolestaan tarkoitti sitä, että Yoldiameren muinaisrannat eivät ehtineet kehittyä selväpiirteisiksi rannan siirryttyä jatkuvasti alaspäin. Nopea maankohoaminen myös nosti uusia saaria vedenpinnan yläpuolelle heikentäen aaltoenergiaa ja täten rantavoimien vaikutusta. (Mäkinen et al. 2011). Erosen (1983) mukaan Yoldiamerivaiheen rannansiirtymisen voidaan olettaa olleen nopeaa ja melko tasaista, ilman huomattavia transgressiovaiheita.

Nykyisin Yoldiamerivaiheen aikaiset muinaisrannat sijaitsevat vaihtelevilla korkeuksilla. Helsingin alueella Yoldiamerivaiheen rantapinnat ovat noin 80 metriä merenpinnasta ja Lohjan tienoilta on löydetty rantakerrostumia 100:n metrin korkeudelta. Salpausselkien pohjoispuolisella alueella, Pori-Jyväskylä-Kajaani-linjalla Yoldiameren aikaiset rantakerrostumat taas ovat nykyisin 120-180 metriä merenpinnan yläpuolella, korkeimpien rantojen sijaiten alueen pohjoispuolella (ks. Kuva 4). Varsinaisten rantakerrostumien lisäksi Keski-Suomen Muuramesta löytyy deltatasoja 150-160 metriä merenpinnan yläpuolelta osana ns. Keski-Suomen Reunamuodostumaa. (ks. Jantunen 2004)

Yoldiamerivaihe on nimetty suolaisessa vedessä viihtyvän *Yoldia Arctica*-simpukan mukaan. Tämän nimenomaisen simpukkalajin kuoria on löydetty lähinnä Tukholman seudulta etelään sijaitsevista savikerrostumista, missä veden suolapitoisuus Yoldia-vaiheessa nousi selvästi muuta meriallasta nopeammin. Suolapitoisuuden lievä nousu näkyy kuitenkin muuallakin, esimerkiksi sedimenteissä, joissa lustosavet vaihtuvat homogeeniseksi saveksi. Piilevälajisto, jota kerrostumista löytyy, on hyvin sekalaista ja ei anna selvää kuvaa Yoldiameren suolapitoisuudesta. (Jantunen 2004)

Noin 10700 vuotta sitten Keski-Ruotsissa ollut salmiyhteys valtameren katkesi uudestaan maan kohottua merenpinnan yläpuolelle kyseisellä alueella, ja Yoldiamerivaihe päättyi (ks. Wohlfarth et al. 2008). Tässä vaiheessa mannerjäätikön reuna sijaitsi Keski-Suomessa nykyisen Jyväskylän pohjoispuolella (ks. Jantunen 2004).

Baltian jääjärveen verrattuna Yoldiameren aikaisten rantojen iän määrittämisessä on ollut etuna radiohiiliajoituksiin tarvittavien orgaanisten sedimenttien yleisyys. Orgaanisia sedimenttejä ei kerrostunut Baltian jääjärveen eikä myöskään merkittävästi siitä irti kuroutuneisiin altaisiin, jotka olivat lähinnä suppakuoppia deltojen päällä. Yoldiavaiheen aikana merestä irti kuroutuneisiin altaisiin sen sijaan kerrostui orgaanisia järvisedimenttejä sekä pieniin umpeenkasvaneisiin altaisiin satojen vuosien kuluttua myös turvetta. Etsimällä sedimenteistä kuroutumishorisontti biostratigrafisten menetelmien (piilevä- ja siitepölyanalyysi) avulla ja ajoittamalla se ^{14}C -menetelmällä saadaan kuroutumishetki kohtuullisen hyvällä tarkkuudella selville. Saatuja kuroutumistietoja ollaan pystytty hyödyntämään laajalti Yoldiamerivaiheen rannansiirtymistutkimuksissa. (Eronen 1983) Yoldiamerivaiheen lustosavissa ei esiinny orgaanista ainesta ja niissä on paljon uudelleenkerrostunutta materiaalia, joten niitä ei voida yleensä käyttää ajoituksiin (ks. Jantunen 2004).

3.2.5. *Ancylusjärvi (10700-9800 v.s.)*

Ancylusjärvivaihe alkoi Yoldiamerivaiheen jälkeen Keski-Ruotsissa sijainneen valtameriyhteyden sulkeuduttua maankohoamisen vuoksi noin 10700 vuotta sitten (ks. Wohlfarth et al. 2008). Tässä vaiheessa deglasiaatio eteni ja Itämeren altaan pinta nousi uuden maakannaksen patoamana nopeasti useita metrejä valtameren tasoa ylemmäs. Tätä voimakasta vedenpinnan nousua kutsutaan yleisesti Ancylustransgressioksi. Transgressio tapahtui lähes koko Suomen rannikkoalueella, mutta Pohjanlahden ympäristössä maankohoaminen oli tässä vaiheessa hyvin ripeää ja siellä ei ole nähtävissä transgression merkkejä, vaan rannan taso on siirtynyt jatkuvasti alaspäin. Transgressiovaihe kesti noin 300 vuotta, ja keskimäärin vedenpinta kohosi silloin 5-10 senttimetriä vuodessa. (Eronen 1990)

Ancylusjärvivaiheessa muinaisrantoja syntyi laajalti ympäri Länsi-Suomea, Pohjois-Pohjanmaata sekä Lounais-Lappia. Vaiheen korkeimmat muinaisrannat ovat Peräpohjolassa 210-220 metriä nykyisen merenpinnan yläpuolella. Lounais-Suomessa ylimmän rannan taso on noin 80 metriä, ja Kaakkois-Suomessa noin 40 metriä merenpinnan nykytasosta. Maan kohotessa Keski-Lapin ja Keski-Suomen nykyiset järviaaltaat ja jokilaaksot, jotka näkyivät silloisessa rantaviivassa pitkinä lahtina, kuroutuivat irti merestä. (ks. Salonen et al. 2006)

Lapissa Jäämeri ylsi Ancylusjärvivaiheessa Inarijärven altaaseen sekä Tenojoen, Utsjoen, Näätämönjoen ja Luttojoen laaksoihin. Vienanmeren ranta oli Kuusamon seudulla Oulankajoen laakson kohdalla. (Johansson ja Kujansuu 2005)

Ajanjakson selväpiirteisimmät muinaisrannat syntyivät saarille jotka olivat kaukana silloisesta rannikosta, jolloin aallokko pystyi kuluttamaan niitä esteettä. Lounais-Lapissa ja Pohjois-Pohjanmaalla merestä nousi vaaroja, joihin muodostui hyvin kehittyneitä rantakerrostumia. (Eronen 1990)

Ancylusjärvi on saanut nimensä makeassa vedessä viihtyvistä Ancylus Fluviatilis-nimisestä kotilosta, jota on löydetty kaikista tämän vaiheen kerrostumista Ruotsin kalkkikivialueilla. Suomen puolelta tätä kotiloa ei ole löydetty. Ancylusjärven sedimenteissä esiintyvä piilevälajisto on myös tyypillinen makealle vedelle. Ancylusjärvivaiheen tapahtumien ajoitukseen on käytetty edellisten lisäksi myös kuroutuneista järvistä otettuja siitepölynäytteitä sekä varsinkin orgaanisista sedimenteistä tehtyjä radiohiiliajoituksia. (Donner 1977)

Ancylustransgressio päättyi noin 10300 vuotta sitten, kun vedenpinta nousi riittävän korkealle nykyisen Tanskan alueella, jossa avautui uusi lasku-uoma valtameren. Ancylusjärven pinta laski nopeasti valtameren pinnan tasoon. (ks. Wohlfarth et al. 2008)

Itse Ancylusjärvivaiheen voidaan kuitenkin sanoa jatkuneen vielä noin 500 vuotta, ensimmäisten suolaisen veden merkkien ilmaantuessa noin 9800 vuotta sitten merkiten Litorinamerivaiheen alkua. Makea vesi alkoi ennen pitkää vaihettua murtovedeksi valtameren pinnan noustua eustaattisesti yli nykyisten Tanskan salmien kohdalla sijainneista kannaksista, ja meni noin tuhat vuotta ennen kuin koko Itämeren allas oli täyttynyt murtovedellä. (ks. Wohlfarth et al. 2008) Tätä välivaihetta Ancylusjärven ja

Litorinameren välillä kutsutaan usein Mastogloiamereksi sen ajan sedimenteistä löytyneiden murtovedessä viihtyvien Mastogloia-suvun piilevien mukaan. Piilevälajisto oli kuitenkin yleisesti ottaen hyvin samankaltainen muun Ancyclusjärvivaiheen kanssa, joten vaiheen erottaminen voi olla näytesarjasta riippuen melko vaikeaa. Mastogloiaivaihe oli lievästi transgressiivinen Suomen eteläosissa maankohoamisen hitauden ansiosta. (Eronen 1974)

3.2.6. *Litorinameri (9800-4000 v.s.) ja nykyinen Itämeri (4000 v.s. ->)*

Litorinamerivaiheen tarkasta alkuketkstä on vuosien kuluessa esitetty monia erilaisia tulkintoja. Nykyisin yleisimmin käytetyn luokituksen mukaan Litorinamerivaihe alkoi noin 9800 vuotta sitten suolaisen veden tunkeuduttua ensimmäistä kertaa vaihetta edeltäneeseen Ancyclusjärveen (ks. Wohlfarth et al. 2008). Litorinamerivaiheen alku näkyy selvänä muutoksena koko altaan sedimenteissä ja sen aikaiset muinaisrannat ovat myös kaikkein selväpiirteisimpiä kaikista korkeimman rannan alapuolisista muodostumista (Eronen 1974).

Litorinameri oli aluksi nykyistä Itämerä selvästi suolaisempi, mikä näkyy esimerkiksi sen aikaisista nilviäisfossiileista (esim. *Littorina littorea*, mistä merivaihe on saanut nimensä), piilevälajeista sekä yleisesti orgaanisen aineksen lisääntymisestä sedimenteissä. Piilevälajien kokonaismäärä kasvoi ja murtoveden lajit yleistyivät. Piilevistä etenkin *Campylodiscus Clypeus* on tärkeä indikaattorilaji, jota alkaa esiintyä sedimenteissä heti Litorinamerivaiheen alettua. Sen mukaan on nimetty niin sanottu Clypeus-rajä, minkä yläpuolella lajia ei esiinny ja mitä näin ollen voidaan pitää myös Litorinameren korkeimman rannan rajana. Suolaisuuden väheneminen kohti nykytilannetta johtunee Tanskan alueella tapahtuvasta maankohoamisesta, joka on ajan saatossa kaventanut yhteyttä valtameren. (Eronen 1974)

Etelä-Suomessa tapahtui muutaman metrin merenpinnan nousu, ns. Litorinatransgressio, 8500-7700 vuotta sitten. Vaiheen ylimmät rannat ovat Kaakkois-Suomessa noin 20:n ja Lounais-Suomessa noin 40:n metrin korkeudessa. (Salonen et al. 2006) Eronen (1974) mukaan Pohjanmaan korkeimmat Litorina-rannat taas ovat jopa yli 100 metrissä ja Lounais-Lapissa yli 90 metrissä. Näillä Pohjanlahden ympäristön

seuduilla vedenpinta oli jatkuvassa laskussa maankohoamisen takia, vaikka valtameren pinta nousi edelleen eustaattisesti ylöspäin napajäätiköiden sulaessa (Salonen et al. 2006).

Litorinamerivaiheessa syntyi paljon hyvin kehittyneitä muinaisrantoja, varsinkin Etelä- ja Länsi-Suomeen noin 100:n kilometrin levyiselle rannikkovyöhykkeelle. Vaiheelle ominaisia muodostumia ovat rantavalliparvet, joita löytyy etenkin Pohjanlahden tasaisesta maastosta harjujen yhteydestä. (Mäkinen et al. 2011)

Litorinamerivaiheen alun jälkeen Itämeressä ei ole tapahtunut mullistavia muutoksia, suolaisuuden hitaan vähenemisen ja tasaisen rannansiirtymisen lisäksi. Modernin Itämeren voidaan sanoa olleen olemassa tulkinnasta riippuen jo noin 4000 vuotta sitten ja sitä on mahdotonta stratigrafisesti erottaa Litorinamerestä (ks. Tikkanen ja Oksanen 2002). Erosen (1990) mukaan vaiheiden välinen raja kuvastaa jääkauden jälkeisen lämpökauden loppua.

Mäkisen et al. (2011) mukaan myös nykyiseksi Itämereksi laskettavan vaiheen aikana on syntynyt muinaisrantoja. Nämä muodostumat eivät kuitenkaan ole erityisen hyvin kehittyneitä, sillä ilmeisesti jatkuvan tasaisen regression vuoksi rantavoimilla ei ole ollut aikaa muotoilla niitä. Fossiilisia rantamuodostumia tulee luultavasti syntymään Suomen alueelle myös tulevaisuudessa maan kohotessa aina seuraavaan jääkauteen asti.

4. MUINAISRANTOJEN IÄNMÄÄRITYS JA RANNANSIIRTYMISKÄYRÄT

4.1. Yleistä

Muinaisrannat osoittavat suhteellisen tarkasti tasoja, joilla vedenpinta on ollut Itämeren eri vaiheissa, mutta niiden syntyhetkien tarkka ajoittaminen ei ole ollut mahdollista. Rantamuodostumien maa-aines on tyypillisesti enemmän tai vähemmän lajittunutta mineraaliainesta eikä sisällä ^{14}C -ajoitukseen tarvittavaa orgaanista materiaalia. Rantamuodostumien mineraaliaineksen kerrostumishetki voidaan ajoittaa

luminesenssimenetelmillä, mutta niiden resoluutio on yleensä useiden satojen tai jopa tuhansien vuosien luokkaa (Professori Juha-Pekka Lunkka, Oulun yliopisto, henkilökohtainen tiedonanto 2018). Erosen (1983) mukaan muinaisten rantatasojen iänmäärittelyn haastavuus on ollut yhtenä syynä ristiriitaisiin näkemyksiin Itämeren kehitysvaiheiden yksityiskohdista.

Koska aineksen tarkkaa kerrostumishetkeä ei voida yleensä ajoittaa absoluuttisesti, muinaisrantojen iänmäärittelyssä joudutaan käyttämään erilaisia suhteellisia menetelmiä. Niissä rannan ikä sidotaan johonkin kerrostumaan, joka on esimerkiksi radiohiiliajoituksen avulla mahdollista ajoittaa absoluuttisesti. Yksi tärkeimmistä rannansiirtymistutkimuksen menetelmistä on ollut järviältäiden kuroutumistutkimus. Etsimällä kuroutumishorisontti stratigrafisten menetelmien avulla ja ajoittamalla sen tasolla oleva orgaaninen materiaali radiohiiliajoituksella, saadaan yleensä melko hyvällä tarkkuudella selville ajanhetki jona allas kuroutui irti Itämerestä (Taipale ja Saarnisto 1991).

Kuroutumistutkimuksissa on tarkkojen tulosten saamiseksi myös selvitettävä altaan kuroutumiskynnyksen alkuperäinen korkeus, sillä se on saattanut myöhemmin madaltua altaan lasku-uoman kulutettua sitä. Järviältäiden pinnan tasoa on myös saatettu laskea keinotekoisesti esimerkiksi maanviljelyä varten. (Risberg 1989, Eronen et al. 2001)

Kuroutumishorisontti erottuu altaan pohjasedimenteissä usealla eri tavalla. Itse sedimenttiaineksessa näkyy yleensä selvä muutos kuroutumishetkellä, jolloin merellisen saven päälle alkaa kasaantua järviliejua. Sedimenttien piilevälajistossa kuroutuminen näkyy yleensä lähes heti lajiston muuttuessa järviolosuhteille tyypilliseksi. Myös siitepölyosuuksissa tapahtuu muutoksia esimerkiksi järville ominaisten vesikasvien lisääntymisenä. Itse ajoitukset tehdään ^{14}C -menetelmällä, jonka tulosten oikeellisuuden varmistamiseksi voidaan käyttää aiempaa tietoutta alueen paleokasvillisuudesta ja verrata sitä siitepölyanalyysin tuloksiin. (Eronen 1983)

Myös lustosavitutkimukset ovat olleet tärkeässä osassa deglasiaation aikaisia Itämeren vaiheita ja muinaisrantojen syntyhistoriaa selvittäessä. Niitä on sovellettu etenkin Etelä-Suomen reunamuodostumien alueella. Lustosavikerroksien korrelointiin on käytetty radiohiiliajoitusten lisäksi paleomagnetismia, tarkemmin sen sekulaarivariaatioita (Saarnisto ja Saarinen 2001). Käyttökelpoisia tietopankkeja ovat näiden menetelmien lisäksi olleet arkeologiset havainnot ja historialliset lähteet (Donner 1995).

Edellä mainittujen ajoitusmenetelmien avulla kerätyistä rannansiirtymishavainnoista voidaan muodostaa rannansiirtymiskäyriä, joissa esitetään merenpinnan tason muuttumista jollakin alueella ajan kuluessa. Niiden pohjalta taas voidaan piirtää eri Itämeren vaiheita kuvaavia karttoja. Rantapintojen ikää voidaan jollain tarkkuudella arvioida sen mukaan, miten paljon ne ovat kallistuneet epätasaisesta maankohoamisesta johtuen. Tässä käytetään apuna etäisyysdiagrammeja ja niiden pohjalta piirrettyjä gradienttikäyriä. Näistä erilaisista kuvaajista ja käyristä on enemmän alaluvussa 4.3.

4.2. Ajoitusmenetelmät

4.2.1. Luminesenssiajoitukset ja kosmogeeniset isotooppiajoitukset

Itse rantakerrostumien materiaalin absoluuttisen kerrostumishetken selvittämiseen soveltuvat ainoastaan erilaiset luminesenssiajoitukset ja kosmogeeniset isotooppiajoitukset. Molemmilla saadaan selville hetki, jona materiaali hautautui muun aineksen alle, jolloin auringonvalo ja kosminen säteily lakkasivat vaikuttamasta siihen. Näiden menetelmien tarkkuus on kuitenkin yleensä huono, resoluution ollessa satojen tai jopa tuhansien vuosien luokkaa (Lowe ja Walker 1997). Luminesenssiajoituksia on hyödynnetty useissa Itämeren vaiheisiin liittyvissä tutkimuksissa (mm. Vassiljev ja Saarse 2013, Hyttinen 2012, Reimann et al. 2010). Myös kosmogeenisia isotooppiajoituksia on käytetty, yhtenä esimerkkinä Ensimmäisen Salpausselän iän määrittäminen (Rinterknecht et al. 2004).

Luminesenssimenetelmiin kuuluvat termoluminesenssia (TL) ja optisesti stimuloitua luminesenssia (OSL) hyödyntävät ajoitusmenetelmät. Molemmat menetelmät perustuvat ilmiöön, jossa luonnollinen säteily saa maassa hautautuneena olevat mineraalirakeet hiljalleen ionisoitumaan ja vangitsemaan kidehilansa sisälle metastabiileja elektroneja. Etenkin kvartsissa ja maasälvissä on kiderakenteissaan paljon ns. elektroniansoja, joihin varautuneet elektronit jäävät. Mineraalirakeiden joutuessa maanpinnalle auringonvalo saa niiden herkimmissä elektroniansoissa olevat elektronit vapautumaan, jolloin niiden viritystila samalla purkautuu. Valoherkkiin elektroniansoihin alkaa varastoitua energiaa vasta mineraaliaineksen uudelleenhautautumisen jälkeen. Näin ollen mineraalirakeiden

kerrostumishetki voidaan saada selville tutkimalla niiden "varautumisastetta", eli kuinka paljon energiaa niiden elektroniansoihin on varastoitunut. (Lowe ja Walker 1997)

Elektronit vapautuvat ansoista, jos materiaalia kuumennetaan (TL-menetelmä) tai siihen kohdistetaan sopivanlaista valoa riittävän pitkään (OSL-menetelmä). Valo vapauttaa vain herkimmissä elektroniansoissa olevat elektronit, kun taas kuumennuksen yhteydessä elektronit lähtevät lämpötilasta riippuen irti muistakin ansoista. Elektronien vapautuessa syntyy kappaleen "varautumisasteen" mukainen pieni määrä sekundääristä valoa, jonka voimakkuuden mittaamiseen tarvitaan tarkkoja mittalaitteita. OSL-menetelmä on TL-menetelmää hyödyllisempi mineraaliaineksen kerrostumishetkeä selvittäessä, TL:n sopiessa paremmin ajoituksiin, joissa etsitään hetkeä jona näytekappale kuumentui menettäen varauksensa (esim. saviastioiden polton aikana). (Lowe ja Walker 1997)

Kosmogeenisissa isotooppiajoituksissa mitataan kosmisen säteilyn aikaansaamien isotooppien määriä mineraalirakeista tai kivien pinnoilta. Isotooppeja, kuten ^{36}Cl , ^{26}Al , ^{10}Be ja ^{41}Ca syntyy lähinnä paljastuneina olevissa kivissä ja maa-aineksessa, joihin kosmisten säteiden pommitus vaikuttaa eniten. Maa-aineksen kasaantuessa aiemmin paljastuneena olleen materiaalin päälle kosmisten säteiden vaikutus pienenee ratkaisevasti ja kosmogeenisten isotooppien määrä alkaa vähentyä radioaktiivisen hajoamisen johdosta. Näin ollen näytemateriaalin kerrostumishetken ikä on verrannollinen edellä mainittujen isotooppien määriin. Aineksen eroosio ja uudelleenkerrostuminen voivat aiheuttaa virheitä ajoituksissa. (Lowe ja Walker 1997)

4.2.2. Radiohiiliajoitus

Radiohiiliajoitus luetaan ns. absoluuttisiin iänmäärittämenetelmiin sillä se antaa suoraan laskennallisen arvion orgaanisen hiilen iästä, siinä missä ns. suhteelliset ajoitusmenetelmät kuten lustosavikronologiset, biostratigrafiset, paleomagneettiset ja arkeologiset menetelmät sekä historialliset lähteet lähinnä sitovat tutkimuskohteen iän muihin tunnettuihin kerrostumiin.

Radiohiiliajoitus mahdollistaa suhteellisen tarkasti alle 40000:n vuoden ikäisen orgaanisen aineksen ajoittamisen. Näytemateriaalina voidaan käyttää merisedimenteistä

löytyvää karbonaattiaainesta, kuten simpukankuoria ja lähes mitä tahansa järvi/suokerrostumissa tai vuorovesitasangoilla esiintyvää orgaanista materiaalia. Materiaalina voivat toimia esimerkiksi puunkappaleet, turve, fossiiliset maannokset tai järvien pohjalieju. Tyypillinen ongelma varsinkin merisedimenttinäytteille ja rantavyöhykkeiltä löytyneille yksittäisille orgaanisille kappaleille on aineksen mahdollinen erodoituminen ja sekoittuminen ensimmäisen kerrostumisen jälkeen, mikä voi sotkea ajoituksia. Toinen ongelma on ilmakehän $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ suhteen muutos ajan funktiona menneisyydestä nykypäivään. (Lowe ja Walker 1997)

Suomen oloissa radiohiiliajoitusta on sovellettu lähinnä merestä irti kuroutuneiden järvioltaiden liejun ajoittamiseen. Apuna järvien kuroutumisajankohtia selvittäessä on käytetty siitepöly- ja piilevähavaintoja. Radiohiiliajoituksella on näin saatu suhteellisen hyvin määritettyä transgressio- ja regressiokontaktien iä. (Donner, Eronen 1981) Erosen (1983) mukaan Baltian jääjärvivaiheen ajoituksia tehdessä ongelmana on ollut sopivien, muinaisrantojen kanssa samanikäisten orgaanisten kerrostumien vähäisyys.

4.2.3. Biostratigrafiset menetelmät: siitepöly-analyysi

Biostratigrafisista menetelmistä siitepölytutkimus on perinteisesti ollut yksi tärkeimmistä muinaisrantojen ikää määrittävistä menetelmistä. Siitepölystratigrafian avulla voidaan rinnastaa merestä kuroutuneiden järvien ja soiden pohjakerrostumia tunnettuihin siitepölystratigrafisiin vaiheisiin. SP-analyysin avulla voidaan myös joissakin tapauksissa erottaa transgressiiviset ja regressiiviset vaiheet muutaman sentin tarkkuudella, vesikasvien siitepölyjen yleistymisen tai vähentymisen perusteella (ks. esim. Sutherland 1983).

Siitepölytutkimusten tulosten perusteella on muodostettu Lounais-Suomelle, Itä-Lapille ja Kaakkois-Suomelle omat alueelliset siitepölyvyöhykkeensä. Näille vyöhykkeille ominaisia siitepölydiagrammeja voidaan sitten verrata kuroutumiskontaktien ylä- ja alapuolisten sedimenttien siitepölysuukessioihin ja määrittää siitepölyvaihe, jolloin altaan kuroutuminen on tapahtunut. Esimerkiksi Lounais-Suomen metsien kehittyminen eteni puulajivyöhykkeittäin suurpiirteisesti näin (Donner 1977) :

1. Koivu-vyöhyke (10100-8900 v.s)

2. Mänty-vyöhyke (8900-8000 v.s.)
3. Koivu-leppä-Pähkinäpensas-jalava-vyöhyke (8000-2500 v.s.)
4. Kuusi-Mänty-vyöhyke (2500 v.s. ->)

4.2.4. *Lustosavet*

Kerralliset lustosavet ovat hyvä työkalu jäätikön sulamisvaiheiden tutkimuksissa, sillä ne antavat keinon laskea ajan kulumista vuosi kerrallaan. Jos lustosavikronologia saadaan sidottua johonkin kerrostumaan, jonka absoluuttinen ikä on saatu luotettavasti selville, voidaan lustoja laskemalla ajoittaa deglasiaation eteneminen vuoden tarkkuudella.

Muinaisten rantatasojen lustosaviajoitukset voidaan tehdä suoraan tai epäsuorasti. Suorassa ajoituksessa kronologia kiinnitetään esimerkiksi rantavyöhykkeellä sijainneen deltan ylimpään tasoon. Epäsuorassa ajoituksessa taas pyritään selvittämään, mihinkä jäätikön perääntymisen vaiheeseen lustosavien kerrostumishetki sijoittuu ja sen avulla arvioida itse rantatason ikää. (Sutherland 1983)

Parhaiten lustoja kerrostuu kylmiin makeavetisiin altaisiin, joiden syvyys on 20-100 metriä. Koska selväpiirteisiä lustosavia ei juurikaan kerrostu suolaiseen veteen, ne eivät sovellu kaikkien Itämeren vaiheiden ajoituksiin. Suomessa lustosavista onkin ollut eniten hyötyä Baltian Jääjärvivaiheen tapahtumien ajoituksissa Salpausselkien alueella. Lustosavia kerrostui kuitenkin jonkin verran myös Yoldiameren ja Ancylusjärven pohjaan. Yoldiamerivaiheen alku näkyy etenkin Lounais-Suomessa lustosavien vähittäisenä vaihtumisena homogeeniseksi saveksi. (Taipale ja Saarnisto 1991)

Itämeren alueella pitkiä lustosavisavisarjoja on Etelä-Ruotsissa, Keski-Ruotsin itäosissa sekä Etelä-Suomessa. Keski-Ruotsissa lustosavikronologia ulottuu postglasiaaliseen aikaan ja sitä on voitu seurata jopa aina nykypäivään asti. Keski-Ruotsin lustosavikronologia taas on saatu korreloitua vanhempiin Etelä-Ruotsin kronologioihin, joiden vanhimmat lustot kerrostuivat noin 13000 vuotta sitten. (ks. Donner 1995) Ruotsissa kronologian 0-vuotena käytetään 9238 B.P. , jolloin Jämtlannissa sijaitsevaan

Dövikiiniin kerrostui jään patoaman järven purkauduttua paksu lusto, merkiten glasiaalisten ja postglasiaalisten lustosavien rajaa (Cato 1985).

Suomen lustosavikronologia on kaikkinsa yli 2000 vuoden pituinen, ja se on onnistuttu korreloimaan Ruotsin kronologiaan käyttäen 0-vuotena hetkeä, jona Baltian jääjärvi laski Yoldiameren tasolle (Donner 1995). Donnerin (2010) mukaan tämä vedenpinnan äkillinen lasku tapahtui noin 11600 vuotta sitten.

4.2.5. Paleomagnetismi

Paleomagnetismilla tarkoitetaan maapallon muinaisen magneettikentän jättämiä jälkiä kivissä ja sedimenteissä. Sedimentoituessaan magneettiset mineraalit jäävät asentoon, johon ne olivat kääntyneet senhetkisen magneettikentän vaikutuksesta, ja niihin jää samalla ns. remanenttia magnetismia. Aiemmin tiedettyjä paleomagneettisia vaiheita voidaan käyttää apuna kerrostumien korreloinnissa ja ajoittamisessa. (Sutherland 1984) Itämeren vaiheiden tutkimuksissa olennaisia ovat ns. sekulaarivariaatiot, joissa magneettikentän suuntaus vaihtelee hiljalleen ilman kentän napaisuuden kääntymistä.

Sekulaarivariaatioiden jättämän remanentin magnetismin avulla on saatu esimerkiksi ajoitettua ja korreloitua keskenään Laatokan alueen lustosavikronologioita. Niistä saatujen ikien perusteella puolestaan on voitu määrittää Baltian jääjärven purkautumishetkeksi eli ns. 0-vuodeksi noin 11590 BP. Ikä on selvästi aiemmissa tutkimuksissa Ruotsin lustosavikronologian avulla ajoitettua vanhempi. (Saarnisto ja Saarinen 2001)

4.2.6. Arkeologiset jäänteet

Muinaisrannoilla on usein ollut ihmisasutusta niiden ollessa vielä veden äärellä ja tästä on jäänyt moneen paikkaan arkeologisia sekä historiallisia todisteita, joiden perusteella voidaan joissain tilanteissa määrittää rantojen ikä tietyissä rajoissa. Orgaanisperäisiin arkeologisiin jäänteisiin voidaan soveltaa radiohiiliajoitusta, mutta rantojen ikää sen pohjalta tarkastellessa on otettava huomioon jäänteiden mahdollinen

uudelleenkerrostuminen. Yleisesti ottaen tarkkaa rannan tasoa on vaikeaa sijoittaa alueelta löytyneisiin arkeologisiin jäänteisiin tai historiallisiin kirjoituksiin, joten näin arvioidut iät ovat useimmiten vain suuntaa antavia. (Sutherland 1983)

Suomessa kiviautista rannikkoasutusta on ollut vähintään 10000 vuotta, vanhempien asuinpaikkojen sijaiten luonnollisesti uudempia korkeammalla (Haggren et al. 2015). Maankohoamisen epätasaisuudesta johtuen Etelä-Suomen asujaimistot ovat matalammalla kuin samanikäiset pohjoisemmassa sijaitsevat (Donner, Eronen 1981).

4.2.7. Muut iänmäärittämis menetelmät

Sutherlandin (1983) mukaan muita muinaisrantojen iänmäärittämisessä maailmalla käytettyjä menetelmiä ovat jäkälän kasvukäyrät (lichenometry), aminohappoajoitus ja uraanisarjan ajoitusmenetelmät. Nämä eivät kuitenkaan ole olleet kovin tärkeässä asemassa Itämeren vaiheiden tutkimuksissa.

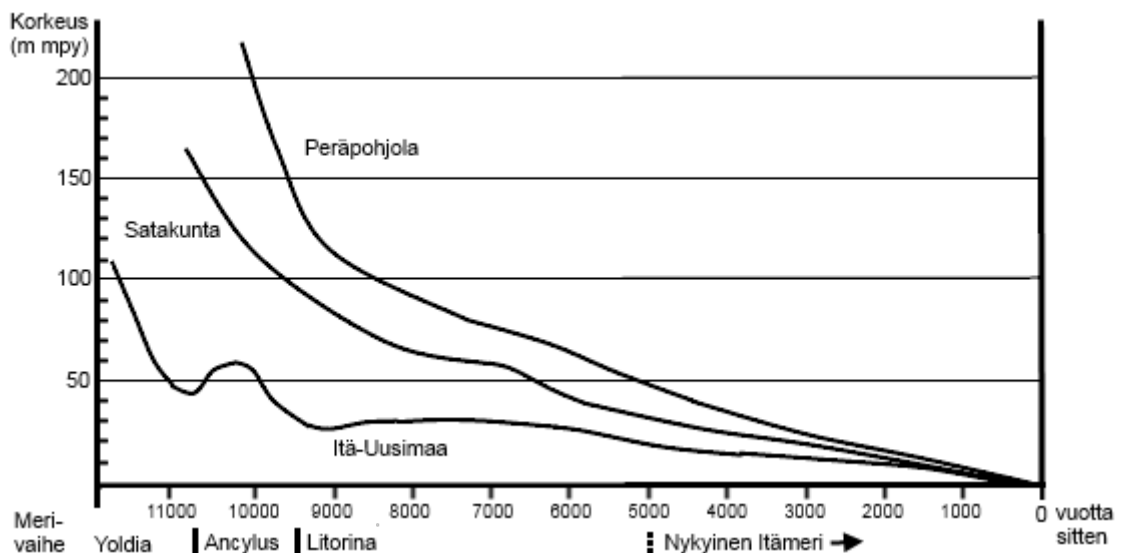
4.3. Rannansiirtymiskäyrät

Rannansiirtymisen ja jääkauden jälkeisen maankohoamisen välinen yhteys on ollut pohjoismaisten tieteilijöiden tiedossa jo 1800-luvulta lähtien. Nykyisen maankohoamisen vauhtia alueittain on havainnointu Suomessa jo 50-luvulta lähtien, kun pystyttiin ensimmäistä kertaa vertailemaan kahden valtakunnallisen tarkkavaaituksen tuloksia keskenään. Nykyään koko maasta on saatavilla näiden vertailuiden perusteella tehdyt isobaasikartat, joissa tutkittu alue on jaettu maankohoamisvauhdin mukaisiin vyöhykkeisiin. Tämän hetkinen maankohoamistahti antaa kuitenkin vain hämärän kuvan siitä, miten rantaviiva siirtyi menneisyydessä eri alueilla jäätikön vetäydyttyä. (Eronen 1983)

Tarkempien arvioiden saamiseksi täytyykin tutkia samanikäisten muinaisrantojen tasoja eri alueilla. Rantapintojen korrelointi onnistuu hyödyntämällä aiemmin mainittuja ajoitusmenetelmiä. Ajoitusten perusteella taas voidaan piirtää rannansiirtymiskäyriä (Kuva 5), joissa esitetään merenpinnan tason muuttuminen ajan kuluessa. Niissä näkyy

samassa esityksessä sekä merenpinnan eustaattinen vaihtelu että paikallinen maankohoaminen. Rannansiirtymiskäyrät mahdollistavat vuorostaan muinaisrantojen matemaattisen iänmäärittelyn summittaisella tarkkuudella sellaisillakin alueilla, missä niitä ei voida korreloida muihin samanikäisiin muodostumiin. (Donner 1995)

Parhaiten rannansiirtymiskäyriä voidaan piirtää silloin, kun pienehköllä tutkimusalueella on käytettävissä lukuisia merestä irti kuroutuneita järviä. Suuremmilla alueilla tulee ongelmaksi maankohoamisen epätasaisuudesta johtuvat erot alueiden välillä. (Donner 1977) Rannansiirtymiskäyrien ja nykyistä maanpintaa kuvaavien topografiamallien avulla voidaan muodostaa karttoja, joissa esitetään rantojen sijaintia jollakin tietyllä ajanhetkellä. Suuria alueita kuvatessa tulee edellä mainitusta maankohoamisen epätasaisuudesta johtuen käyttää eri alueilla omia rannansiirtymisdiagrammejaan.



Kuva 5: Peräpohjolan, Satakunnan ja Itä-Uudenmaan rannansiirtymiskäyrät Taipaleen ja Saarniston (1991) mukaan piirrettynä. Kuvasta näkyy, kuinka Ancyclus- ja Litorinatransgressioiden aikaan ranta siirtyi Itä-Uudellamaalla, kuten muuallakin Etelä-Suomessa, kohti sisämaata maankohoamisesta huolimatta.

Maankohoamisen epätasaisuudesta johtuen rantapinnat kallistuvat hiljalleen kohti pienimmän kohoamisnopeuden aluetta. Tämän ansiosta vanhimmat rantapinnat ovat nykyisin eniten kallellaan, eli toisin sanottuna niiden gradientti on suurin. Rantapintojen gradientin määrittämisessä käytetään apuna etäisyysdiagrammeja, joissa kuvataan pystyakselilla eri rantahavaintojen nykyisiä korkeuksia merenpinnasta ja vaaka-akselilla niiden keskinäisiä etäisyyksiä. Vaaka-akseli sijoitetaan yleensä kohtisuoraan nykyisen

maankohoamisen isobaaseja vastaan. Rantahavainnot projisoidaan tälle peruslinjalle, minkä jälkeen samanikäiset rannat voidaan yhdistää suoralla viivalla, joka kuvastaa niiden nykyistä kallistumaa. (Donner 1977)

Kallistuman eli gradientin muutosta ajan kuluessa voidaan esittää erityisillä gradienttikäyrillä, joissa kuvataan jonkin alueen rantojen kallistumien pienenemistä kohti nykypäivää. Vanhimpien rantojen gradientti on Suomessa 0,8-0,9 metriä kilometrille. Gradientteja voidaan käyttää rannansiirtymiskäyrien tavoin muinaisrantojen suurpiirteiseen iänmäärittelykseen. (Donner 1977)

5. JOHTOPÄÄTÖKSET

Eniten merkittäviä ja hyvin kehittyneitä Itämeren altaan muinaisrantoja syntyi niissä vaiheissa, joissa vedenpinta pysyi suurin piirtein samalla tasolla riittävän kauan. Tällöin aallokolla oli aikaa kuluttaa ja kerrosta varsinkin lajittuneita ja karkeita sedimenttejä. Transgressiovaiheissa vedenpinnan taso pysyi monesti regressiovaiheita pidempään lähestulkoon samassa asemassa johtuen glasioisostaattisesta maankohoamisesta, ja tästä syystä niiden aikana muodostuneet muinaisrannat ovatkin usein hyvin kehittyneitä. Eri alueiden parhaiten erottuvat aallokon kulutusmerkit löytyvät usein Itämeren ylimmän rannan tasolta.

Erityisen selväpiirteisiä muinaisrantoja syntyi vain tietyissä Itämeren altaan holoseenikautisissa vaiheissa. Litorinamerivaiheessa selväpiirteisiä muinaisrantoja syntyi transgression aikana Etelä- ja Länsi-Suomeen, jolloin maankohoaminen oli jo hidastunut merkittävästi. Toinen erityisen tärkeä vaihe ennen tätä oli Ancylustransgressio, jonka aikana rantakerrostumia syntyi laajoille alueille ympäri Länsi-Suomea, Pohjois-Pohjanmaata ja Lounais-Lappia. Baltian jääjärvivaiheessa merkittäviä muinaisrantoja taas syntyi Ensimmäisen ja Toisen Salpausselän rinteisiin sekä niiden välimaastoon. Salpausselkien alueella on kolme selvää rantatasoa (B I, B II ja B III), jotka kuvastavat merenpinnan tason vaiheittaista laskua.

Eriasteisia muinaisrantoja syntyi kuitenkin kaikissa Itämeren vaiheissa. Yoldiameren rantamuodostumia löytyy runsaasti Etelä- ja Keski-Suomesta, mutta ne ovat yleensä

heikosti kehittyneitä nopean maankohoamisen ansiosta. Muinaisrantoja on syntynyt myös myöhemmin, nykyiseksi Itämereksi luokitellun vaiheen sisällä.

Muinaisrantojen piirteiden kehittymiseen vaikutti syntyhetken lisäksi syntyvän rannan sijainti ulappaan nähden, suojaisuus sekä rannan jyrkkyys. Ympäristöönsä nähden korkeille mäille, jotka kohosivat saariksi keskelle merta ilman muiden pinnanmuotojen suojaa syntyi merkittäviä rantamuodostumia. Esimerkkinä tällaisista yksinäisistä mäistä käyvät Lauhanvuori ja Rokuanvaara.

Myös alueen maaperän koostumuksella oli suuri merkitys muinaisrantojen syntyprosessissa. Selväpiirteisimmät rantavyöhykkeen kerrostumatyytit syntyivät lajittuneiden glasiifluviallisten muodostumien rinteille, mutta huuhtoutumalla syntyneitä muotoja jäi hyvin esiin myös moreenipeitteisiin mäkiin kivivöiden, huuhtoutumiskivikoiden ja moreenikalottien muodossa.

Koska muinaisrantojen aineksen tarkkaa kerrostumishetkeä ei voida yleensä ajoittaa absoluuttisesti, iänmäärittäyksissä on Suomessakin useimmiten turvauduttu erilaisiin suhteellisiin menetelmiin. Absoluuttinen iänmäärittäminen onnistuu vain erilaisilla luminesenssimenetelmillä tai kosmogeenisillä isotooppimenetelmillä, ja niidenkin tarkkuus riittää yleensä antamaan vain summittaisen kuvan kohteen iästä.

Suomessa rannansiirtymistutkimukset ovat useimmiten perustuneet järvi- ja suoaltaiden kuroutumishetkien ajoituksiin. Altaiden pohjasedimenteistä saadaan yleensä biostratigrafisten menetelmien (siitepöly- ja piilevä-analyysit) avulla tarkasti esille kuroutumishorisontti, jonka ikä selvitetään tekemällä sedimentissä esiintyvälle orgaaniselle ainekselle radiohiiliajoitus. Muista menetelmistä etenkin lustosavikronologia on ollut hyödyllinen työkalu ja sitä on käytetty varsinkin Baltian jääjärvivaiheen ajoituksissa. Näiden lisäksi Itämeren vaiheiden ajoituksissa on käytetty hyväksi mm. paleomagnetismia ja arkeologisia jäänteitä.

Edellä mainituilla menetelmillä tehtyjen ajoitusten pohjalta on voitu piirtää rannansiirtymiskäyriä, joiden avulla voidaan yhdessä nykyisten topografiamallien kanssa muodostaa eri Itämeren vaiheita kuvaavia karttoja. Rannansiirtymiskäyrien lisäksi tutkimuksissa on käytetty yleisesti etäisyysdiagrammeja sekä niiden pohjalta piirrettyjä gradienttikäyriä. Gradienttikäyrät kuvastavat rantapintojen kallistumista ajan

myötä kohti pienimmän maankohoamisen aluetta, ja niitä on joissain tapauksissa käytetty rantapintojen iänmäärittämiseen.

LÄHDELUETTELO

- Aartolahti, T. 1979. Suomen geomorfologia. Helsingin yliopiston maantieteellisen tutkimuslaitoksen monisteita 12. 150 s.
- Cato, I. 1985. The definitive connection of the Swedish geochronological time scale with the present, and new date of the zero year in Döviken, Northern Sweden. *Boreas* 14. s. 117-122
- Cuzzone, J., Clark, P., Carlson, A., Ullman, D., Rinterknecht, V., Milne, G., Lunkka, J.-P., Wohlfarth, B., Marcott, S. ja Caffee, M. 2016. Final deglaciation of the Scandinavian Ice Sheet and implications for the Holocene global sea-level budget. *Earth and Planetary Science Letters* 448. s. 34-41
- Donner, J. 1977. Suomen kvartaäri-geologia. Helsingin yliopisto, geologian ja paleontologian laitos. Moniste nro. 1, Helsinki. 264 s.
- Donner, J. ja Eronen, M. 1981. Stages of the Baltic Sea and Late Quaternary Shoreline Displacement in Finland- Excursion guide. Helsingin yliopisto, geologian ja paleontologian laitos. 53 s.
- Donner, J. 1995. Quaternary history of Scandinavia. Cambridge University Press, USA. s. 114-119
- Donner, J. 2010. The Younger Dryas age of the Salpausselkä moraines in Finland. *Bulletin of the Geological Society of Finland*, Vol. 82. s. 69–80.
- Eronen, M. 1974. The history of the Litorina Sea and associated Holocene events. *Soc. Sci. Fennica. Commentationes physico-mathematicae* 44. s. 79-195.
- Eronen, M. 1983. Late Weichselian and Holocene shore displacement in Finland. Teoksessa: Smith, D. E., Dawson, A. G. (toim.) *Shorelines and Isostasy*. s.183-207.
- Eronen, M. ja Haila, H. 1990. Tärkeimmät muinaisrannat. Teoksessa: Alalammi, P. (toim.) *Suomen kartasto, vihko 123-126, Geologia. Maanmittaushallitus ja Suomen Maantieteellinen Seura, Helsinki*. s.17
- Eronen, M. 1990. Geologinen kehitys jääkauden lopussa ja sen jälkeen. Teoksessa: Alalammi, P. (toim.) *Suomen kartasto, vihko 123-126, Geologia. Maanmittaushallitus ja Suomen Maantieteellinen Seura, Helsinki*. s. 14-18
- Eronen, M., Glückert, G., Hatakka, L., Plassche, O. van de, Plicht, J. van der ja Rantala, P. 2001. Rates of Holocene isostatic uplift and relative sea-level lowering of the Baltic in SW Finland based on studies of isolation contacts. *Boreas* 30. s. 17-30.
- Forsström, L., Aalto, M., Eronen, M. ja Grönlund, T. 1988. Stratigraphic evidence for eemian crustal movements and relative sea-level changes in eastern fennoscandia. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 68. s. 317-335

- Geography-site 2008. Fetch. Sivulla vierailtu 15.2.2018. <http://www.geography-site.co.uk/pages/physical/coastal/fetch.html>
- Grönlund, T. 1991. The diatom stratigraphy of the Eemian Baltic Sea on the basis of sediment discoveries in Ostrobothnia, Finland. *Geologian tutkimuskeskus, Tutkimusraportti* 102. 26 s.
- Haavisto-Hyvärinen, M. ja Kutvonen, H. 2005. Maaperäkartan käyttöopas. *Geologian tutkimuskeskuksen nettiaineistot*. Sivulla vierailtu 20.8.2017. <http://weppi.gtk.fi/aineistot/mp-opas/>
- Haggren, G., Halinen, P., Lavento, M. ja Wessman, A. 2015. Muinaisuutemme jäljet. Suomen esi- ja varhaishistoria kivilaudelta keskiajalle. Gaudeamus Oy, Helsinki. 619 s.
- Hellemaa, P. 1998. The development of coastal dunes and their Vegetation in Finland. *Fennia* 176. s. 111-221.
- Hyttinen, O. 2012. Sedimentological and chronological aspects of the Younger Dryas : Holocene transition record in southern Finland and northern Baltic. *Helsingin yliopisto, geotieteiden ja maantieteen laitos*. 38 s. (Väitöskirja)
- Jantunen, T. 2004. Muinais-Itämeri. Teoksessa: Koivisto, M. (toim.) Jääkaudet. WSOY, Helsinki. s. 63-69.
- Johansson, P. 1998. Sallan jääjärvi ja mannerjäätikön häviäminen Kemijoen yläjuoksulla. *Raito* 2/98. s. 4-8.
- Johansson, P., Sahala, L. ja Virtanen, K. 2000. Rantamerkit, tuulikerrostumat ja moreenikerrostumat geologisina luontokohteina. *Geologian tutkimuskeskus, Tutkimusraportti n:o 151*. 76 s.
- Johansson, P. ja Kujansuu, R. (toim.) 2005. Pohjois-Suomen maaperä. *Geologian tutkimuskeskus, Espoo*. 236 s.
- Kakkuri, J. 2004. Maa nousee. Teoksessa: Koivisto, M. (toim.) Jääkaudet. WSOY, Helsinki. s.168-169.
- Lindström, M., Lundqvist, J. ja Ljungqvist, T. 2000. Sveriges geologi från urtid till nutid. Toinen painos. *Studentlitteratur, Lund*. 491 s.
- King, C. 1959. *Beaches And Coasts*. St Martin's Press, New York. 403 s.
- Kujansuu, R., Niemelä, O. 1990. Teoksessa: Alalammi, P. (toim.) Suomen kartasto, vihko 123-126, *Geologia. Maanmittaushallitus ja Suomen Maantieteellinen Seura, Helsinki*. s. 9-10.
- Mangerud, J. (toim.) 2004. Ice-dammed lakes and rerouting of the drainage of northern Eurasia during the Last Glaciation. s. 1313-1332.
- Mansikkaniemi, H. 1970. Deposit of sorted material in the Inarjoki-Tana river valley in Lapland. *Reports from Kevo Subarctic Research Station*. 9. 23 s.
- Mäkinen, K., Teeriaho, J., Rönty, H., Rauhaniemi, T. ja Sahala, L. 2011. Valtakunnallisesti arvokkaat tuuli- ja rantakerrostumat. *Suomen ympäristö 32/2011*. Ympäristöministeriö, Helsinki. 185 s.
- Nenonen, K. 1995. Pleistocene Stratigraphy and Reference Sections in Southern and Western Finland. *Geologian tutkimuskeskus*. 94 s.

- Niemelä, J. (toim.) 1979. Suomen sora- ja hiekkavarojen arviointiprojekti 1971–78. Geologian tutkimuskeskus, Tutkimusraportti n:o 42. 119 s.
- Reimann, T., Naumann, M., Tsukamoto, S. ja Frechen, M. 2010. Luminescence dating of coastal sediments from the Baltic Sea coastal barrier-spit Darss–Zingst, NE Germany. *Geomorphology* 122. s. 264–273
- Rinterknecht, V., Clark, P., Raisbeck, G., Yiou, F., Brook, E., Tschudi, S. ja Lunkka, J.-P. 2004. Cosmogenic ^{10}Be dating of the Salpausselkä I Moraine in southwestern Finland. *Quaternary Science Reviews* 23. s. 2283–2289
- Risberg, J. 1989. Stratigraphical Methods Applied to Shore Displacement Studies. Teoksessa: Hackens, T. ja Miller, U. (toim.) *Geology and Palaeoecology for Archaeologists*. PACT 24. s. 181–187.
- Ristaniemi, O. 1987. Itämeren korkein ranta ja Ancyclusraja sekä Muinais-Päijänne Keski-Suomessa. Turun yliopiston julkaisuja, Sarja C, Scripta lingua Fennica edita. Osa 59. 102 s. (Väitöskirja)
- Saarnisto, M. 1981. Holocene emergence history and stratigraphy in the area north of the Gulf of Bothnia. *Annales Academiae Scientiarum Fennicae. Series A. III. Geologica-Geographica A*. 42 s.
- Saarnisto, M. 2000. Shoreline displacement and emergence of lake basins. Julkaisussa: Carbon in Finnish lake sediments. Geologian tutkimuskeskuksen erikoisjulkaisu 29. s. 25–34.
- Saarnisto, M. ja Saarinen, T. 2001. Deglaciation chronology of the Scandian Ice Sheet from the Lake Onega Basin to the Salpausselkä End Moraines. *Global and Planetary Change* 31. s. 385–403.
- Salonen, V.-P., Eronen, M. ja Saarnisto, M. 2006. Käytännön maaperägeologia. Kirja-Aurora, Turun yliopisto. 237 s.
- Siegert, M. ja Dowdeswell, J. 2004. Numerical reconstructions of the Eurasian Ice Sheet and climate during the Late Weichselian. *Quaternary Science Reviews* 23. s. 1273–1283.
- Taipale, K. ja Saarnisto, M. 1991. Tulivuorista jääkausiin. WSOY, Helsinki. 416 s.
- Vassiljev, J. ja Saarse, L. 2013. Timing of the Baltic Ice Lake in the eastern Baltic. *Bulletin of the Geological Society of Finland*, Vol. 85. s. 9–18.
- Wohlfarth, B., Björck, S., Funder, S., Houmark-Nielsen, M., Ingólfsson, O., Lunkka, J.-P., Mangerud, J., Saarnisto, M. ja Vorren, T. 2008. Quaternary of Norden. Episodes, Vol. 31, No.1. s. 73–81.
- Ympäristö.fi 2013. Tuuli- ja rantakerrostumat. Sivulla vierailtu 12.2.2017.
http://www.ymparisto.fi/fi-FI/Luonto/Geologiset_muodostumat/Tuuli_ja_rantakerrostumat